دانشگاه تهران

پردیس علوم

دانشکده زمین‌شناسی

بررسی منشأ مگاکریست‌های گارنت موجود در تونالیت ده‌نو

(شمال‌غرب مشهد)

نگارش: **رامین صمدی**

استاد راهنما: **دکتر محمدولی ولی‌زاده**

استاد مشاور: **دکتر حسن میرنژاد**

پایان نامه برای دریافت درجه کارشناسی‌ارشد رشته زمین‌شناسی

(گرایش پترولوژی)

بهمن‌ماه 1387

تقديم به پدر آسمانيم

و

مادر مهربانم

مسببين رويش جوانه هاي
انديشه ام

چکیده

منطقه ده‌نو در شمال‌شرقی ایران و در ۱۵ کیلومتری شمال‌غربی شهر مشهد واقع گردیده است. این ناحیه در محدوده زون ساختاری بینالود و در امتداد شرقی سلسله جبال البرز، در محدوده طول‌های جغرافیایی ´۲۲ °۵۹ تا ´۲۶ °۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۲۰ °۳۶ تا ´۲۲ °۳۶ شمالی قراردارد. هورنبلند - بیوتیت تونالیت‌های منطقه ده‌نو، قدیمی‌ترین سنگ‌های آذرین تزریق شده در داخل دگرگونی‌ها و فلیش‌های منطقه هستند. کانی‌های موجود در آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز (عمدتاً بیتونیت)، گارنت (آلماندین - پیروپ)، بیوتیت (آنیت)، آمفیبول (عمدتاً فروهورنبلند) و کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و ایلمنیت می‌باشند.

طبق نتایج ژئوترموبارومتری، دما و فشار متوسط مذاب تونالیتی تقریباً ۶۸۰ سانتیگراد و ۶/۴ کیلوبار بوده و سنگ‌های حاصل از نفوذ تونالیت‌ها دارای درجات دگرگونی پایین‌تری (رخساره آلبیت - اپیدوت تا هورنبلند هورنفلس) نسبت به شیست‌های منطقه (رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت) می‌باشند. لذا اثر فرعی تزریق توده تونالیتی نسبت به دگرگونی ناحیه‌ای منطقه فقط در بخش‌های مجاور توده مشاهده می‌شود.

براساس پتروگرافی، ژئوشیمی و ترکیب گارنت، ماگمای اولیه تونالیت‌های ده‌نو، متعلق به گرانیتوئیدهای تیپ I و سری ماگمایی کالک‌آلکالن بوده و دارای جایگاه تکتونیکی CAG می‌باشند.

تغییرات میزان Mg و Fe از مرکز تا حاشیه گارنت‌ها صرفاً بیانگر تأثیر فرآیند سرد شدن توده تونالیتی بوده و پدیده انتشار در آن بی‌تأثیر بوده است. لذا تفکیک ساختار گارنت موجود در تونالیت‌ها به دو بخش هسته زینوکریستی و حاشیه فنوکریستی کاملاً مردود می‌باشد.

همچنین بر خلاف مطالعات پیشین، تغییرات مقدار منیزیم و Mg# همیشه معیار دقیقی برای تشخیص خاستگاه گارنت نبوده و صرفاً ترکیب حاشیه گارنت و الگوهای منطقه‌بندی شیمیایی، متمایزکننده گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نیست.

مطالعه ادخال‌های موجود در گارنت‌های درون تونالیت و نبود ادخال سیلیمانیت، و نیز نبود زینولیت شیستی در درون آنها، عدم شباهت گارنت تونالیت‌ها با گارنت شیست‌ها و هورنفلس‌های مجاور و شباهت بسیار زیاد آنها با گارنت‌های فنوکریستی در تحقیقات سایر محققین، نشان می‌دهد که تشکیل گارنت تونالیت‌ها هیچ‌گونه رابطه ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی مجاور نداشته و حاصل تبلور از خود مذاب تونالیتی است.

تقدیر و تشکر:

و سپاس

و سپاس

و سپاس یگانه‌ای را که مهربانی‌اش جانشین تمام نداشتن‌هایم بود، هم او که در هر لحظه‌ای که فراخواندمش پاسخم داد و هرگز در رنجها تنهایم نگذاشت و یاریم کرد تا این راه را به پایان برسانم.

مراتب سپاس خود را به استادان دانشمند و اندیشمندانی که در طول دوران تحصیل مرا مورد لطف خود قرار داده و از دانش خویش بهره‌مندم ساختند تقدیم می‌دارم.

از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر محمدولی ولی‌زاده که همواره از راهنمایی‌های علمی و معنوی ایشان و از الطاف بی‌دریغ و همیشگی‌شان بهره جسته‌ام سپاسگزاری می‌کنم.

از استاد گرانقدرم جناب آقای دکتر حسن میرنژاد که در کمال بزرگواری همواره مرا مورد لطف و مهربانی خویش قرار داده‌اند و همراهی ایشان بهترین انگیزه ادامه این راه برای من بوده است، سپاسگزاری می‌کنم.

از آقای دکتر هیروشی کاواباتا از موسسه مطالعه تحولات کره زمین در کشور ژاپن، که پربارتر شدن این اثر نتیجه همفکری و ارائه نقطه نظرات ارزنده ایشان و تقبل آنالیزهای ژئوشیمیایی این تحقیق می‌باشد، مراتب تقدیر و تشکر خود را ابراز می‌نمایم.

از اساتید گرانقدرم آقایان دکتر اسماعیلی، دکتر کنعانیان، دکتر طوطی، دکتر حسن‌زاده، دکتر آریایی، دکتر ملائی، دکتر ترشیزیان، دکتر ولی‌پور، دکتر سعادت، مهندس برقی، مهندس قائمی، مهندس آقابیگی و مهندس سعیدی که در دوران تحصیل افتخار شاگردی ایشان را داشته‌ام، تشکر و قدرانی می‌کنم.

از برادران بزرگوارم آقای رضا صمدی و آقای امیر آریانا و عزیزانم سارا، علی و آرمین که همواره مرا مورد پشتیبانی و مهربانی خویش قرار داده‌اند از صمیم قلب سپاسگزارم.

از سرکار خانم زعیم‌نیا و آقای اثنی‌عشری و سرکار خانم شیردشت‌زاده که همواره مرا مورد لطف خویش قرار داده‌اند صمیمانه سپاسگزارم.

از دوستان عزیزم که همواره در کنار من بوده‌اند به خاطر همه مهربانی و محبت‌شان بسیار سپاسگزارم.

و آنچه نه انکارپذیر است و نه فراموش‌شدنی، محبت، بزرگواری و تلاش دو شمع پرفروغ زندگی، پدر آسمانی و مادر مهربانم است که زمینه رشد و شکوفایی اندیشه‌ام را فراهم نمودند. نیاز من بوسیدن دست‌های سخاوتمند آنهاست. رخصت می‌خواهم که در پیشگاه مهربان آنها بنشینم، زانو بزنم و بگویم تمام آنچه که بودم، هستم و خواهم بود، همه و همه مدیون شماست.

در پایان، صمیمانه و خالصانه از درگاه خداوند لایزال خواهشمندم به رغم ناتوانیم از ابراز سپاس و قدردانی از یک عمر تلاش دلسوزانه و صادقانه پدر مهربانم، روح آسمانی و پاک او را قرین رحمت حضرتش بفرماید.

رامین صمدی، بهمن‌ماه ۱۳۸۷

فهرست مطالب

عنوان — صفحه

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه ۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی ۲
۱-۳- شرایط اقلیمی ۳
۱-۴- زمین ریخت‌شناسی ۳
۱-۵-۱- پیشینه مطالعات کلی منطقه ۳
۱-۵-۲- پیشینه مطالعاتی بلورهای گارنت منطقه ۱۳
۱-۶- اهداف و روش‌های مطالعه ۱۴

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه ۱۷
۲-۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی البرز ۲۰
۲-۲-۱- زمین‌شناسی البرز ۲۰
۲-۲-۲- چینه‌شناسی البرز ۲۱
۲-۳- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی بینالود ۲۲
۲-۳-۱- زمین‌شناسی بینالود ۲۲
۲-۳-۲- چینه‌شناسی بینالود ۲۳
۲-۴- سری‌های سنگی ۲۴
۲-۴-۱- پالئوزوئیک در بینالود شمالی ۲۴
الف- اسلیت‌های همراه با سنگ‌های اولترامافیک ۲۴
ب- سری‌های اسلیتی ۲۴
ج- ماسه‌سنگ، اسلیت و سنگ‌های آهکی ۲۵
د- فیلیت‌ها ۲۵
۲-۴-۲- مزوزوئیک در بینالود شمالی ۲۵
الف- ژوراسیک در بینالودشمالی ۲۵

عنوان **صفحه**

ب- کرتاسه در بینالود شمالی ۲۶
۲-۴-۳- ترشیری در بینالود شمالی ۲۶
۲-۴-۴- کواترنری در بینالود شمالی ۲۷
۲-۵- ماگماتیسم ۲۷
۲-۵-۱- انواع قدیمی یا گرانیت‌های پرفیروئید (gr^1) ۲۹
۲-۵-۲- انواع جدید یا لوکوگرانیت (gr^2) ۲۹
۲-۵-۳- پگماتیت، آپلیت و گرانیتوئیدهای بیوتیت - مسکوویت‌دار ۳۰
۲-۶- سنگ‌های دگرگونی ۳۰
۲-۷- تفاوت سنگ‌های بازیک - اولترابازیک و سنگ‌های مافیک - اولترامافیک ۳۲
۲-۸- سنگ‌های مافیک و اولترامافیک ۳۲
۲-۹- تکتونیک ۳۳
۲-۱۰- بحث ۳۵

فصل سوم: پتروگرافی و ژئوشیمی

مقدمه ۳۷
الف- پتروگرافی ۳۷
۳-۱- سنگ‌های آذرین درونی ۳۷
۳-۱-۱- مشخصات صحرایی تونالیت ۳۸
۳-۱-۲- مشخصات میکروسکوپی تونالیت ۴۰
۳-۱-۲-۱- پلاژیوکلاز ۴۱
۳-۱-۲-۲- کوارتز ۴۱
۳-۱-۲-۳- بیوتیت ۴۲
۳-۱-۲-۴- آمفیبول ۴۳
۳-۱-۲-۵- گارنت ۴۸
۳-۱-۲-۶- سایر کانی‌ها ۴۹
۳-۲- سنگ‌های دگرگونی منطقه ۵۰
۳-۲-۱- کانی‌های دگرگونی منطقه ۵۱
۳-۲-۱-۱- کلریت ۵۱

عنوان	صفحه

۳-۲-۱-۲- مسکوویت ۵۲
۳-۲-۱-۳- بیوتیت ۵۲
۳-۲-۱-۴- کلریتوئید ۵۲
۳-۲-۱-۵- گارنت ۵۳
۳-۲-۱-۶- استارولیت ۵۳
۳-۲-۱-۷- آلومینوسیلیکات‌ها ۵۴
۳-۲-۱-۸- تورمالین ۵۶
۳-۲-۲- شیست ۵۷
۳-۲-۲-۱- مشخصات صحرایی شیست ۵۷
۳-۲-۲-۲- مشخصات میکروسکوپی شیست ۵۸
۳-۲-۲-۳- گارنت در شیست‌ها ۵۹
۳-۲-۳- هورنفلس ۶۰
۳-۲-۳-۱- مشخصات صحرایی هورنفلس ۶۰
۳-۲-۳-۲- مشخصات میکروسکوپی هورنفلس ۶۱
۳-۲-۳-۳- گارنت در هورنفلس ۶۱
۳-۲-۴- اسکارن ۶۲
۳-۲-۴-۱- مشخصات صحرایی اسکارن ۶۳
۳-۲-۴-۲- مشخصات میکروسکوپی اسکارن ۶۳
۳-۲-۴-۳- گارنت در اسکارن ۶۳
۳-۳- طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه ۶۵
۳-۳-۱- طبقه‌بندی بر اساس روش اشتریکایزن (۱۹۸۲) ۶۵
ب- ژئوشیمی ۶۶
۳-۴- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی ۶۶
۳-۴-۱- نمودار R_1- R_2 (دولارش و همکاران، ۱۹۸۰) ۶۷
۳-۴-۲- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) ۶۸
۳-۵- تعیین سری ماگمایی ۶۹
۳-۶- درجه اشباع از آلومینیم ۷۰

عنوان	صفحه

۳-۷- منشأ و محیط تکتونیکی ۷۲
۳-۷-۱- تقسیم‌بندی ژنتیکی توده گرانیتوئیدی ده‌نو ۷۲
۳-۷-۲- جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمایی توده گرانیتوئیدی ده‌نو ۷۴
۳-۷-۲-۱- رده‌بندی بچلور و بودن (۱۹۸۵) ۷۴
۳-۷-۲-۲- رده‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) ۷۴
۳-۷-۲-۳- نمودار بودن و همکاران (۱۹۸۴) ۷۶
۳-۸- بحث ۷۸

فصل چهارم: ژئوترموبارومتری

مقدمه ۸۰
۴-۱- ژئوترموبارومتری تونالیت‌ها ۸۱
۴-۱-۱- ژئوبارومتری ۸۱
۴-۱-۱-۱- کلیات ۸۱
۴-۱-۱-۲- ژئوبارومتری بر اساس آلومینیم موجود در آمفیبول ۸۳
۴-۱-۲- ژئوترمومتری ۸۶
۴-۱-۲-۱- روش دماسنجی پلاژیوکلاز- هورنبلند ۸۶
۴-۱-۳- بررسی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تبلور مگاکریست‌های گارنت در تونالیت ده‌نو ۸۸
۴-۱-۳-۱- فشار ۸۸
۴-۱-۳-۲- دما ۸۹
۴-۲- ژئوترموبارومتری سنگ‌های دگرگونی ۹۱
۴-۲-۱- دماسنج گارنت - بیوتیت ۹۱
۴-۲-۲- دماسنج گارنت - مسکوویت ۹۴
۴-۲-۳- دماسنجی Ti موجود در بیوتیت ۹۶
۴-۲-۴- فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات -کوارتز ۹۷
۴-۳- بحث ۹۸

فصل پنجم: گارنت

۵-۱- کلیات ۱۰۱

عنوان | صفحه

۵-۱-۱- کانی‌شناسی گارنت‌ها ۱۰۱
۵-۱-۲- ساختمان بلورشناسی گارنت ۱۰۱
۵-۱-۳- مشخصات نوری و فیزیکی گارنت ۱۰۳
۵-۱-۴- ترکیب شیمیایی گارنت ۱۰۵
۵-۱-۵- توزیع کاتیونی در گارنت ۱۰۷
۵-۲- گارنت‌های منطقه ده نو ۱۰۷
۵-۲-۱- گارنت موجود در سنگ‌های دگرگونی ۱۰۸
۵-۲-۲- گارنت موجود در تونالیت ۱۱۳
۵-۲-۳- مقایسه ترکیب گارنت موجود در شیست، هورنفلس و تونالیت ۱۱۶
۵-۳- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت‌های تونالیت ده‌نو ۱۱۹
۵-۴- بررسی خاستگاه گارنت ۱۲۰
۵-۴-۱- خاستگاه گارنت موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو ۱۲۴
۵-۵- استفاده از گارنت به منظور بررسی ژئوشیمی سنگ میزبان تونالیتی ۱۴۲
۵-۶- بررسی پدیده انتشار و تأثیر آن بر رشد گارنت‌ها ۱۴۷
۵-۷- نتیجه گیری ۱۵۷

فصل ششم: نتیجه‌گیری

نتیجه گیری ۱۵۹
منابع ۱۶۳

فهرست شکلها

شکل ۱-۱: راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۲
شکل ۲-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در میان سایر بخش‌های مختلف زمین‌شناسی ایران ۱۷
شکل ۲-۲: تصاویر ماهواره‌ای از منطقه مطالعاتی ۱۸
شکل ۲-۳: محدوده‌های موجود در گستره ورقه مشهد ۲۰
شکل ۳-۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۳۹
شکل ۳-۲: نمایی از سنگ‌های تونالیتی منطقه ده‌نو ۴۰
شکل ۳-۳: نمایی از مقطع میکروسکوپی تونالیت منطقه ده‌نو ۴۰
شکل ۳-۴: (الف) تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها، (ب) تصویر مقطع میکروسکوپی پلاژیوکلازها ۴۱
شکل ۳-۵: (الف) تصویر مقطع میکروسکوپی بیوتیت‌ها، (ب) ترکیب بیوتیت‌ها ۴۳
شکل ۳-۶: تصویر مقطع میکروسکوپی آمفیبول‌ها ۴۴
شکل ۳-۷: (الف): تقسیم بندی آمفیبول‌ها، (ب): نمایش ترکیب آمفیبول‌ها ۴۸
شکل ۳-۸: تصویر گارنت موجود در تونالیت ده‌نو ۴۹
شکل ۳-۹: مقاطع میکروسکوپی گارنت موجود در تونالیت ۴۹
شکل ۳-۱۰: تصویر مقطع میکروسکوپی کلریتوئیدهای موجود در شیست‌ها ۵۳
شکل ۳-۱۱: تصویر مقطع میکروسکوپی استارولیت موجود در شیست‌ها ۵۴
شکل ۳-۱۲: تصویر مقطع میکروسکوپی آندالوزیت موجود در شیست‌ها ۵۵
شکل ۳-۱۳: تصویر مقطع میکروسکوپی تورمالین موجود در شیست‌ها ۵۶
شکل ۳-۱۴: نمایی از شیست‌های مجاور توده تونالیتی در منطقه ده‌نو ۵۷
شکل ۳-۱۵: نمایی از گارنت شیست کلریتوئیددار در نمونه دستی ۵۸
شکل ۳-۱۶: نمایی ازگارنت شیست در نمونه دستی ۵۸
شکل ۳-۱۷: گارنت با ادخال کوارتز موجود در گارنت کلریتوئید شیست ۵۹
شکل ۳-۱۸: گارنت با ادخال کوارتز موجود در گارنت شیست ۶۰
شکل ۳-۱۹: گارنت با ادخال کوارتز در استارولیت آندالوزیت گارنت شیست ۶۰
شکل ۳-۲۰: نمایی از هورنفلس منطقه در نمونه دستی ۶۱
شکل ۳-۲۱: گارنت همراه با ادخال‌های کوارتز و بیوتیت در هورنفلس ۶۲
شکل ۳-۲۲: نمایی از توده اسکارنی منطقه ده‌نو ۶۳

عنوان	صفحه

شکل ۳-۲۳: نمایی از اسکارن‌های منطقه ده‌نو در نمونه دستی	۶۴
شکل ۳-۲۴: مثلث QAP بر اساس رده‌بندی سال ۱۹۸۹ IUGS	۶۶
شکل ۳-۲۵: طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی با استفاده از پارامترهای R_1 و R_2	۶۸
شکل ۳-۲۶: موقعیت توده نفوذی ده‌نو در دیاگرام مجموع آلکالی در مقابل سیلیس	۶۹
شکل ۳-۲۷: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار SiO_2 - K_2O	۷۰
شکل ۳-۲۸: نمودار AFM برگرفته از ایروین و باراگار	۷۰
شکل ۳-۲۹: نمودار مانیار و پیکولی	۷۱
شکل ۳-۳۰: نمودار A/CNK در مقابل SiO_2	۷۲
شکل ۳-۳۱: نمودارهای SiO_2- Zr و SiO_2- Zn	۷۳
شکل ۳-۳۲: تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوئیدها	۷۴
شکل ۳-۳۳: تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدها	۷۶
شکل ۳- ۳۴: نمودار AFM بودن و همکاران	۷۷
شکل ۴-۱: تعدادی از کالیبراسیون‌های تجربی و آزمایشی مربوط به بارومتری آلومینیم موجود در هورنبلند	۸۴
شکل ۴-۲: نمایش نتایج بارومتری و ترمومتری، (a) هورنفلس‌ها و (b) شیست‌ها	۹۹
شکل ۵-۱: مدل ساختاری چندضلعی گارنت	۱۰۲
شکل ۵-۲: تغییرات میزان اکسید Fe، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۰۹
شکل ۵-۳: تغییرات میزان اکسید Mn، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۰۹
شکل ۵-۴: تغییرات میزان اکسید Mg، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۱۰
شکل ۵-۵: تغییرات میزان اکسید Ca، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۱۰
شکل ۵-۶: تغییرات میزان آلماندین، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۱۰
شکل ۵-۷: تغییرات میزان گروسولار، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۱۰
شکل ۵-۸: تغییرات میزان پیروپ، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۱۱
شکل ۵-۹: تغییرات میزان اسپسارتین، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها	۱۱۱
شکل ۵-۱۰: تغییرات میزان اکسید Fe، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۱
شکل ۵-۱۱: تغییرات میزان اکسید Mn، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۱
شکل ۵-۱۲: تغییرات میزان اکسید Mg، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۲
شکل ۵-۱۳: تغییرات میزان اکسید Ca، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۲

عنوان	صفحه

شکل ۵-۱۴: تغییرات میزان آلماندین، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۲
شکل ۵-۱۵: تغییرات میزان گروسولار، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۲
شکل ۵-۱۶: تغییرات میزان پیروپ، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۳
شکل ۵-۱۷: تغییرات میزان اسپسارتین، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس	۱۱۳
شکل ۵-۱۸: تغییرات میزان اکسید Fe از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۴
شکل ۵-۱۹: تغییرات میزان اکسید Mn از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۴
شکل ۵-۲۰: تغییرات میزان اکسید Ca از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۵
شکل ۵-۲۱: تغییرات میزان اکسید Mg از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۵
شکل ۵-۲۲: تغییرات میزان آلماندین از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۵
شکل ۵-۲۳: تغییرات میزان اسپسارتین از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۵
شکل ۵-۲۴: تغییرات میزان گروسولار از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۶
شکل ۵-۲۵: تغییرات میزان پیروپ از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت	۱۱۶
شکل ۵-۲۶: نمودار تغییرات میزان اعضای نهایی موجود در نمونه‌های تونالیت، هورنفلس و شیست	۱۱۸
شکل ۵-۲۷: بررسی نوسان در نسبت Fe/Mg در گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو	۱۲۰
شکل ۵-۲۸: دانه‌های گارنت (نمونه Grt_2b) موجود در تونالیت و زونینگ کانیایی موجود در آنها	۱۲۵
شکل ۵-۲۹: مقایسه ترکیب پلاژیوکلاز	۱۲۹
شکل ۵-۳۰: مقایسه ترکیب بیوتیت	۱۳۰
شکل ۵-۳۱: مقایسه ترکیب ایلمنیت	۱۳۱
شکل ۵-۳۲: بررسی نوسان در مقدار #Mg در گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو	۱۳۲
شکل ۵-۳۳: مقایسه ترکیب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ادخال‌های پلاژیوکلاز	۱۳۵
شکل ۵-۳۴: ترکیب گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو در مقایسه با گارنت‌های نوع I و M	۱۳۷
شکل ۵-۳۵: مقایسه ترکیبی بین گارنت‌ها	۱۳۹
شکل ۵-۳۶: مقایسه گارنت موجود در تونالیت‌های ده‌نو با ترکیب فنوکریست‌ها و زینوکریست‌ها	۱۴۱
شکل ۵-۳۷: مقایسه گارنت موجود در تونالیت‌های ده‌نو با ترکیب فنوکریست‌ها و زینوکریست‌ها	۱۴۲
شکل ۵-۳۸: نمودار CaO در برابر MnO	۱۴۴
شکل ۵-۳۹: مقایسه روند تغییرات عناصر	۱۵۵
شکل ۵-۴۰: نمودار مقایسه تغییرات عناصر سنگ کل	۱۵۵

فهرست جدولها

جدول ۳-۱: نتایج آنالیز میکروپروب مربوط به فرو هورنبلندهای موجود در تونالیت ده‌نو ۴۷
جدول ۳-۲: نتایج محاسبه فرمول ساختاری هورنبلندهای موجود در تونالیت ده‌نو ۴۷
جدول ۳-۳: نتایج آنالیز مدال نمونه‌های مورد مطالعه توده تونالیتی ده‌نو ۶۵
جدول ۳-۴: نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌کل ۶۷
جدول ۴-۱: نتایج محاسبه پارامترهای مربوط به فروهورنبلندهای موجود در تونالیت ده‌نو ۸۵
جدول ۴-۲: نتایج بارومتری تونالیت‌های ده‌نو ۸۵
جدول ۴-۳: نتایج ترموبارومتری تونالیت‌های منطقه ده‌نو ۹۰
جدول ۴-۴: نتایج ترمومتری تونالیت‌های ده‌نو ۹۴
جدول ۴-۵: نتایج ترموبارومتری شیست‌ها و هورنفلس منطقه ده‌نو ۹۸
جدول ۵-۱: کانی‌ها و انواع اعضای نهایی گارنت ۱۰۲
جدول ۵-۲: میانگین نتایج آنالیز الکترون میکروپروب گارنت‌ها ۱۰۸
جدول ۵-۳: مقایسه تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در گارنت‌ها ۱۱۷
جدول ۵-۴: مقایسه تغییرات عناصر در گارنت‌های درون تونالیت، هورنفلس و شیست ۱۱۷
جدول ۵-۵: تغییرات اعضای انتهایی گارنت در تونالیت، هورنفلس و شیست ۱۱۸

فصل اول

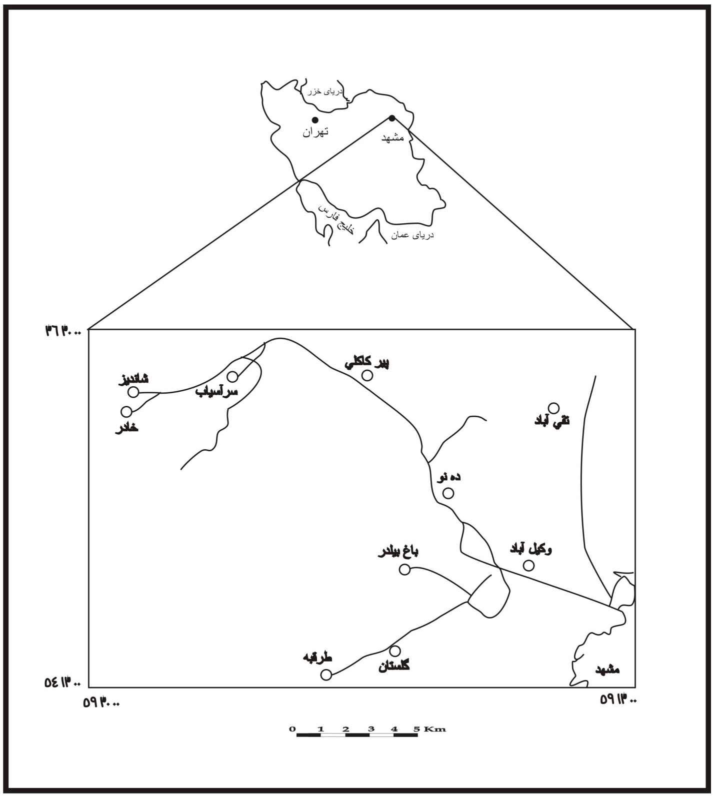
کلیات

۱-۱- مقدمه

منطقه ده‌نو واقع در شمال‌غربی شهر مشهد از دیرباز مورد توجه بسیاری از محققین بوده است. علت این امر هم به خاطر تنوع ترکیب سنگ‌شناسی و ساختارهای زمین‌شناسی این منطقه می‌باشد، که همیشه مورد بحث در محافل زمین‌شناسی بوده است. لذا در این پایان‌نامه سعی شده است تا به منظور تعبیر و تفسیر برخی از مسائل مبهم، با استفاده از ابزارها و روش‌های مناسب از جمله آنالیز میکروپروب و فلورسانس اشعه ایکس، منشأ کانی گارنت در سنگ‌های نفوذی منطقه، مورد تحقیق و بررسی قرار گیرد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه در شمال‌شرقی ایران و در ۱۵ کیلومتری شمال‌غربی شهر مشهد واقع گردیده است. این ناحیه در محدوده زون ساختاری بینالود و در امتداد شرقی سلسله جبال البرز، در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ´۲۲ °۵۹ تا ´ ۲۶ °۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۲۰ °۳۶ تا ´۲۲ °۳۶ شمالی قرار دارد. دسترسی به منطقه مطالعاتی با داشتن راههای مناسب از طریق جاده‌های مشهد به شاندیز و مشهد به طرقبه میسر است. در شکل ۱-۱ راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه به تصویر کشیده شده است.



شکل ۱-۱: راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ طرقبه، پورلطیفی و همکاران، ۱۳۸۰).

۱-۳- شرایط اقلیمی

منطقه مورد مطالعه که در شمال‌غربی شهر مشهد واقع است، به دلیل کوهستانی بودن و قرار گرفتن در حاشیه ارتفاعات بینالود دارای زمستان‌های سرد و نسبتاً طولانی، همراه با بارش برف زیاد و هوای متعادل و ملایم در تابستان‌ها است.

بر اساس اطلاعات به دست آمده از ایستگاه هواشناسی مشهد، میانگین بارندگی ۲۲۳/۳ میلیمتر در سال ۱۳۸۵ می‌باشد. میانگین دما ۱۶/۳ درجه سانتیگراد بوده که حداقل و حداکثر آن به ترتیب ۹/۸- و ۴۴/۶ درجه سانتیگراد می‌باشد. در ناحیه مشهد میانگین رطوبت نسبی ۴۹٪، تعداد روزهای یخبندان و ساعات آفتابی به ترتیب ۵۷ روز و ۳۰۹۲/۹ ساعت در طی سال و مجموع تبخیر سالیانه حدود ۲۱۴۴/۴ میلیمتر گزارش شده است.

۱-۴- زمین ریخت‌شناسی

عوامل مختلفی در ایجاد ریخت‌شناسی یک ناحیه نقش دارند که مهمترین آنها شامل ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌ساخت و نیز نوع آب‌وهوای منطقه می‌باشند. منطقه مطالعاتی در ناحیه‌ای مرتفع و کوهستانی از رشته کوه‌های بینالود با ارتفاعی بیشتر از ۱۰۰۰ متر از سطح دریا واقع شده است. شیب عمومی منطقه و جهت جریان رودخانه‌ها به طور عمده از شمال‌غرب به سمت جنوب‌شرق بوده که تقریباً هم‌جهت با روند چین‌ها و گسله‌های اصلی، بویژه راندگی‌ها می‌باشد. در این ناحیه واحدهای دگرگونی نسبت به گرانیت‌ها دارای ارتفاع بیشتر بوده و شیب‌های توپوگرافی تندی را به نمایش می‌گذارند.

۱-۵-۱- پیشینه مطالعات کلی منطقه

نخستین مطالعاتی که در پیرامون سنگ‌های آذرین، دگرگونی، رسوبی و نیز چینه‌شناسی مشهد صورت گرفته است را می‌توان در گزارش‌های هوتام - اشنایدر[1] (۱۸۸۶-۱۸۸۴) و گریسباخ[2] (۱۸۸۷-۱۸۸۶) مشاهده نمود. این مطالعات احتمالاً قدیمی‌ترین گزارش‌های زمین‌شناسی درباره ناحیه خراسان هستند که عمدتاً بر اساس پیمایش‌ها و توصیفات محدود منطقه استوار شده‌اند. مطالعات بعدی که در ارتباط با چینه‌شناسی، تکتونیک و سنگ‌شناسی منطقه صورت گرفته است عبارتند از:

---

[1] Houtum-Schnider
[2] Grisbach

- بونارد[1] (۱۹۴۴) مقاله‌ای با عنوان "مقدمه‌ای بر شناسایی شرق ایران (حوالی مشهد)" پیرامون چینه‌شناسی و زمین‌شناسی شمال‌شرق ایران در مجله "اکلوگاژ ژئولوژی هلوسیین[2]" منتشر نموده است.
- شارلو[3] (۱۹۶۳) فیزیوگرافی و ساخت‌های تکتونیکی ناحیه مشهد را مورد مطالعه قرار داده است.
- هولزر[4] و مؤمن‌زاده (۱۹۶۶) در گزارشی به بررسی پتروگرافی تعدادی از نمونه‌های انتخابی گرانیت‌ها، سنگ‌های دگرگونی مشهد و توصیف عناصر اصلی زمین‌شناسی ناحیه پرداخته‌اند.
- سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۹۷۰) اولین مطالعات زمین‌شناسی این منطقه را به صورت گزارشی تحت عنوان "بازدید مقدماتی از کانی‌های ناحیه بینالود در مناطق فریمان، مشهد، نیشابور شمال‌خراسان، شرق ایران" ارائه نموده است.
- علوی و مجیدی (۱۹۷۲) مشاهدات خود را تحت عنوان پتروگرافی و زمین‌شناسی سنگ‌های نفوذی و دگرگونی ناحیه مشهد در سری گزارش‌های سازمان زمین‌شناسی ایران منتشر نموده‌اند.
- آلبرتی، آ.[5] و همکاران (۱۹۷۳) سن گرانیت‌های منطقه مشهد را به روش پتاسیم - آرگن بر روی بلورهای میکا در حدود ۳±۱۲۰، ۲/۷±۱۳۵، ۳±۱۴۵، ۳±۱۴۶ میلیون سال (اواخر ژوراسیک - اوایل کرتاسه) محاسبه نموده‌اند.
- جارچووسکی و همکاران (۱۹۷۳) در گزارش سازمان زمین‌شناسی ایران با عنوان "شناسایی کانی‌ها در ناحیه مشهد" به مطالعه تعدادی از کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی، افیولیتی، تونالیتی و گرانیتی در ناحیه بینالود پرداخته‌اند.
- آلبرتی، آ. و معززلسکو[6] (۱۹۷۴) مقاله‌ای تحت عنوان "سنگ‌های نفوذی و دگرگونی ناحیه مشهد، خراسان، شمال‌شرق ایران" منتشر نموده‌اند و در آن پتروگرافی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه مشهد را مورد بحث قرار داده‌اند.
- آقانباتی و همکاران (۱۹۷۵) مقاله‌ای با عنوان "فاز کوهزایی ژوراسیک میانی در شمال‌شرق ایران (ارتفاعات بینالود)" در همایش ژئودینامیک جنوب‌غرب آسیا منتشر نموده‌اند.

---
1 Bonnard
2 Eclogage Geol. Helv.
3 Scharlu
4 Holzer
5 Alberti. A.
۶ Moazez-Lesco

- خلیلی (۱۹۷۷) در مقاله‌ای با عنوان "تحقیقی پیرامون کانی‌شناسی و ژئوشیمی برخی از پگماتیت‌های ناحیه مشهد، شمال‌شرق ایران" به مطالعه دایک‌های پگماتیتی و نحوه تزریق آنها در گرانیت منطقه پرداخته است.
- مجیدی، ب. (۱۹۷۸) در رساله دکتری خود تحت عنوان "مطالعه پترواستراکچرال منطقه مشهد، دگرگونی‌ها، سرپانتینیت‌ها و گرانیتوئیدهای هرسینین" علاوه بر پتروگرافی سنگ‌های گرانیتی و دگرگونی و همچنین مطالعه ژئوشیمی اولترامافیک‌های بین‌لایه‌ای در اسلیت‌ها به مطالعه فازهای کوهزایی منطقه و ارتباط آنها با دگرگونی، گرانیتیزاسیون و تکوین بینالود پرداخته است. نامبرده با توجه به شواهد زمین‌شناسی و سن‌یابی، فازهای اولیه دگرگونی و گرانیت‌زایی را با کوهزایی هرسینین مرتبط دانسته، که بعدها در تریاس میانی تحت تأثیر فاز سیمرین پیشین قرار گرفته است.
- پلیمر[1] و همکاران (۱۹۷۹) در مقاله‌ای تحت عنوان "کلریتوئید استان خراسان، شمال‌شرق ایران" مطالعه سیستم تبلور شیمیایی کلریتوئید شیست‌های مشهد را ارائه کرده‌اند.
- علوی، م. (۱۹۷۹) در مقاله‌ای تحت عنوان "کمپلکس افیولیتی ویرانی و سنگ‌های پیرامون" به بررسی ویژگی‌های این مجموعه افیولیتی و زمان جایگیری آن توجه نموده است.
- مجیدی، ب. (۱۹۸۱) با ارائه مقاله‌ای تحت عنوان "جریانات گدازه‌ای اولترابازیک مشهد، شمال‌شرق ایران" در مجله سازمان زمین‌شناسی ایران به مطالعه جریان گدازه‌ای مشهد می‌پردازد.
- لامرر[2] و همکاران (۱۹۸۳) در چهارچوب طرح ژئوتراورس[3] در ایران، مقاله‌ای با عنوان "تحول تکتونیکی کوه‌های بینالود" ارائه نمودند. در این تحقیق افیولیت‌های مشهد را حاصل بازشدگی بستر اقیانوس در دوونین دانسته و سن نفوذی‌های ناحیه را که با دگرگونی درجه پایین تا متوسط همراه بوده است، پرمین معرفی می‌نمایند.
- روتنر[4] (۱۹۸۳) در گزارشی در برنامه تحقیقاتی ایران و آلمان با عنوان "مطالعه پلیت‌تکتونیک، کانی‌شناسی و کوهزایی در شرق محدوده کپه‌داغ" در گزارشی پیرامون مطالعات مشترک ایران و آلمان به مطالعه این منطقه توجه نموده است.

---

[1] Plimer
[2] Lammerer
[3] Geoteravers
[4] Ruttner

- مجیدی، ب. (۱۹۸۳) در گزارش سازمان زمین‌شناسی ایران با عنوان "ژئوشیمی جریان‌های گدازه‌ای بازیک و اولترابازیک در شمال‌شرق ایران" مطالعه‌ای از افیولیت‌ها، سنگ‌های دگرگون‌شده و گرانیتی ناحیه ارائه نموده است.
- میرنژاد (۱۳۷۰) "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت‌ها و پگماتیت‌های منطقه مشهد" را در چهارچوب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد مورد مطالعه قرار داده است. وی ترکیب توده‌های گرانیتوئیدی را بر اساس طبقه‌بندی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی تونالیت، گرانودیوریت و مونزونیت معرفی نموده است که رگه‌هایی از آپلیت و پگماتیت توده نفوذی را قطع می‌نمایند. به عقیده ایشان تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌ها از نوع I بوده که از ذوب سنگ‌های بازیک پوسته ایجاد و مونزوگرانیت‌ها از نوع S و حاصل از ذوب بخشی سنگ‌هایی با منشأ رسوبی می‌باشند. طبق این مطالعه گرانیتوئیدهای منطقه مشهد به سه گروه:
۱- گرانودیوریت (gr^1)، ۲- لوکوگرانیت دومیکایی (gr^2) و ۳- هورنبلند بیوتیت تونالیت تقسیم می‌گردند.
- علوی، م. (۱۹۹۱) در مقاله‌ای با عنوان "بقایای اقیانوسی پالئوتتیس در مشهد، شمال‌شرق ایران" مجموعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مشهد را با عنوان بقایای پالئوتتیس در شمال ایران مورد مطالعه قرار داده است. وی سه توالی عمده سنگی تحت عنوان افیولیت‌ها، توالی رسوبی دگرگون شده و سنگ‌های آذرآواری را از یکدیگر تفکیک نموده و با توجه به ساختارهای موجود در منطقه به بررسی روابط آنها پرداخته است.
- افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) طی تحقیقی با عنوان "یافته‌های جدید از سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های پالئوزوئیک پایانی در شمال‌خاوری خراسان (از جمله کپه‌داغ) و اهمیت ژئودینامیکی آن" دلایل مستندی بر وجود سنگ‌های کربنیفر و پرمین در این منطقه با توجه به سنگواره‌های شاخص، سنگ‌هایی با سن کربنیفرزیرین و همچنین مجموعه افیولیتی با سن پرمین در شمال خطواره فریمان - تربت‌جام ارائه نموده‌اند و معتقدند که مجموعه سنگ‌های پرمین با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی گستره وسیعی از ناحیه مشهد تا مرز افغانستان را پوشانیده است.
- ولی‌زاده و میرنژاد (۱۳۷۱) در مقاله‌ای با عنوان "بررسی ژئوشیمیایی پتاسیم و برخی از عناصر کمیاب در فلدسپارهای پتاسیک و مسکوویت‌های پگماتیت‌های جنوب مشهد" از مطالعه ژئوشیمیایی پگماتیت‌های جنوب مشهد چنین استنباط نموده‌اند که ترکیب شیمیایی فلدسپار پتاسیک در درک روابط پتروژنتیکی و تحول پگماتیت‌های ناحیه مورد مطالعه مفید می‌باشد.

- علوی، م. (۱۹۹۲) با انتشار مقاله‌ای با عنوان "تکتونیک تراستی منطقه بینالود در شمال‌خاوری ایران" کوه‌های بینالود را یک نوار چین‌خورده و گسلیده معرفی می‌نماید. وی معتقد است که کل واحدهای سنگی موجود در منطقه توسط چندین گسل راندگی به سمت جنوب - جنوب‌غربی انتقال یافته‌اند. این تحقیق منشأ این گسله‌های راندگی را کوهزایی‌های سیمرین و آلپین عنوان نموده است.
- سبزه‌ئی (۱۳۷۳) در سیزدهمین گردهمایی علوم‌زمین در مقاله‌ای پیرامون اولترامافیک‌های مشهد بیان می‌کند که این سنگ‌ها افیولیت نبوده بلکه کوماتئیت‌هایی هستند که در محیط اولاکوژن ایجاد شده‌اند. وی همچنین در چهاردهمین گردهمایی علوم‌زمین بار دیگر سنگ‌های اولترامافیک غرب مشهد را کوماتئیت ذکر کرده و نحوه تشکیل آنها را تشریح نموده است.
- اسماعیلی و همکاران (۱۳۷۴) در مقاله‌ای تحت عنوان "پلی‌متامورفیسم در اطراف گرانیتوئیدهای جنوب مشهد" به مطالعه دگرگونی‌های ناحیه‌ای و دگرگونی حاصل از تزریق توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مشهد پرداخته‌اند. نامبردگان سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط - دما بالا در جنوب مشهد را به پنج پهنه کلریت، بیوتیت، گارنت، استارولیت و سیلیمانیت تقسیم نموده و معتقدند که همزمان با دگرریختی و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای، توده نفوذی گرانودیوریتی - تونالیتی (gr^1) به داخل سنگ‌های منطقه تزریق شده و هاله دگرگونی مجاورتی نسبتاً باریکی را که خود شامل دو پهنه آندالوزیت و کردیریت می‌باشد، بر روی پهنه‌های دگرگونی ناحیه‌ای ایجاد نموده است. طبق این مطالعه دگرگونی همبری در اطراف توده گرانیتوئیدی (gr^2) از نوع قهقرایی بوده و صرفاً اثرات گرمابی بر جای گذاشته است.
- ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷۴) در مقاله‌ای با عنوان "منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد" گرانیت و گرانودیوریت‌های مشهد را بر اساس سن، ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی به سه گروه تقسیم نموده‌اند: ۱- گرانودیوریت و کوارتز مونزودیوریت‌های ده‌نو - وکیل‌آباد - کوهسنگی، ۲- فلدسپار گرانیت سنگ‌بست و ۳- بیوتیت مسکوویت گرانیت و آپلیت گرانیتی خلج - قشلاق. به عقیده نامبردگان بر اساس مطالعات پترولوژیکی، لوکوگرانیت‌ها از نوع S و گرانودیوریت‌ها از نوع I می‌باشند. گرانودیوریت و فلدسپار گرانیت در مراحل اولیه تصادم قاره‌ای، در صورتی‌که بیوتیت مسکوویت گرانیت‌ها همزمان با تصادم قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

- داورپناه (۱۳۷۶) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود تحت عنوان "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه خلج و توده نفوذی اطراف آن" عنوان نمود که در منطقه خلج دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ توده گرانیتی به وقوع پیوسته است.
- کریمی‌مقدم (۱۳۷۶) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود پترولوژی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک جنوب، غرب تا شمال غرب مشهد را مورد مطالعه قرار داده است.
- امینی و کریمی (۱۳۷۶) در مقاله‌ای با عنوان "بررسی پترولوژیکی بقایای پالئوتتیس در جنوب، غرب تا شمال‌غرب مشهد" بیان نموده‌اند که کل منطقه و مجموعه افیولیتی، دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت را تحمل نموده است.
- عباسی (۱۳۷۷) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان "مطالعه پترولوژیکی هاله دگرگونی مجاورتی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب و جنوب‌شرق مشهد" بیان نموده که سنگ‌های دگرگونی منطقه دارای ترکیب کانی‌شناسی متنوعی است که نشانه ترکیب متفاوت سنگ اولیه آنها می‌باشد. مجموعه کانی‌ها و روابط ماتریکس - پرفیروبلاست نشان می‌دهد که این سنگ‌ها علاوه بر دگرگونی‌های مجاورتی حاصل از تزریق توده‌های نفوذی، حداقل تحت تأثیر دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای واقع شده‌اند. با توجه به مطالعات صورت گرفته حضور مجموعه‌های متنوعی از کانی‌های آبدار در هاله دگرگونی پیرامون توده‌های نفوذی، نشان‌دهنده حضور یک فاز سیال غنی از آب و عناصر H، O، C، B و F در طی دگرگونی مجاورتی این توده‌ها می‌باشد.
- ابراهیمی (۱۳۷۷) در مقاله‌ای با عنوان "گرانیت مشهد و نگرشی بر پتانسیل اقتصادی آن" عنوان نمود که توده گرانیت - گرانودیوریت و کوارتزدیوریتی مشهد با امتداد جنوب‌شرق - شمال‌غرب در درون زون دگرگونی بینالود نفوذ نموده است. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی این توده در نواحی شمال‌غرب (وکیل‌آباد و کوهسنگی) به صورت گرانودیوریتی و کوارتزدیوریتی و در مناطق جنوب‌شرقی (خلج به طرف خواجه‌مراد تا سنگ‌بست) ترکیبی گرانیتی - آپلیتی دارد.
- ایرانمنش و ستنا[1] (۱۹۹۸) با ارائه مقاله‌ای در انجمن زمین‌شناسی هند با عنوان "پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیت مزوزوئیک مشهد، استان خراسان، شمال‌شرق ایران" به مطالعه عمومی گرانیت مشهد پرداخته‌اند.

[1] Setna

- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مشهد (۱۳۷۸) توسط طاهری و قائمی تهیه شده است. این گزارش چهارگوش مشهد را شامل محدوده زمین‌ساختی کپه‌داغ، محدوده زمین‌درز[۱] و محدوده بینالود معرفی نموده و بیان می‌دارد که زمین‌ساخت حاکم بر منطقه نیز بازتاب نحوه ارتباط این محدوده‌ها با یکدیگر می‌باشد.
- شهرابی (۱۳۷۸) مقاله‌ای با عنوان "ویژگی‌های ژئودینامیکی شمال‌خراسان با نگرشی ویژه بر کوه‌های بینالود و کپه‌داغ در چهارگوش مشهد" ارائه نموده است. وی قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در کوه‌های بینالود را کالک‌شیست‌ها و کالک‌فیلیت‌های موجود در یال‌جنوبی این رشته‌کوه معرفی و آنها را هم ارز با لایه‌های شورم در ایران مرکزی بیان می‌کند. در این تحقیق سن گرانیت‌های مشهد با توجه به عدم وجود قلوه‌های آن در سنگ‌جوش سازند شمشک در آغنج و وفور آن در سنگ‌جوش سازند معادل دلیچای، ژوراسیک‌میانی عنوان شده است.
- امینی و کریمی‌مقدم (۱۳۷۸) در مقاله‌ای با عنوان "بحثی در ارتباط با دگرگونی و منطقه‌بندی‌های مربوط به اطراف مشهد" به مطالعه سنگ‌های دگرگونی مناطق جنوب تا شمال‌غرب مشهد پرداخته‌اند. به اعتقاد ایشان این سنگ‌ها پلی‌متامورفیک بوده و انواع دگرگونی‌های ناحیه‌ای، مجاورتی، دینامیکی و متاسوماتیسم را تحمل نموده‌اند.
- "ژئوشیمی و سن‌سنجی به روش آرگن - آرگن پالئوتتیس مشهد، شمال‌شرق ایران" عنوان مقاله‌ای است که از سوی قاضی و همکاران (۲۰۰۱) ارائه شده است. به عقیده ایشان بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس مشهد از سه مجموعه سنگی مجزا، شامل مجموعه افیولیتی مشهد - ویرانی، توربیدایت‌های عمیق دریا و توالی آذرآواری لایه‌ای تشکیل شده است. اگرچه چینه‌شناسی افیولیت‌ها در این ناحیه بسیار به هم‌ریخته و از هم‌گسیخته می‌باشد، اما این مجموعه به جز دایک‌های ورقه‌ای، همه واحدهای سنگی یک مجموعه افیولیتی را دارا می‌باشد. آنالیز پتاسیم - آرگن بر روی هورنبلندهای درون گابرو، سن‌های ۲۶۵ و ۲۷۳ میلیون سال (پنسیلوانین‌بالایی - پرمین‌زیرین) را نشان می‌دهند.
- ولی‌پور (۱۳۸۱) در رساله دکتری خود "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک مشهد" را مورد بحث قرار داده است.
- هاتفی و بهاری‌فر (۱۳۸۱) در گزارشی تحت عنوان "تغییرات ناگهانی پاراژنز در سیستم‌های کلریتوئیددار یا استارولیت‌دار ناحیه ده‌نو (مشهد)" با عنوان این‌که شیست‌های دارای کلریتوئید در ناحیه ده‌نو توسط لایه‌ای نازک از متاپلیت‌های دارای استارولیت و فاقد

[2] Suture zone

کلریتوئید از هم جدا شده‌اند، نتیجه گرفته‌اند که این وضعیت نمی‌تواند ناشی از تغییرات شرایط فیزیکی (فشار و دما) بوده باشد.

- ولی‌پور و وثوقی (۱۳۸۱) در مقاله‌ای تحت عنوان "بررسی مسائل تکتونوماگمایی بازالت‌های مشهد" عنوان نموده‌اند که از بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها چنین بر می‌آید که در بین نمونه‌های مورد بررسی همبستگی خاستگاهی قابل قبولی وجود دارد و تمام سنگ‌های بازیک منطقه از یک ماگمای هم‌نوع مشتق شده‌اند.
- امینی و کریمی‌مقدم (۱۳۸۱) در گزارشی تحت عنوان "دگرگونی کف اقیانوس افیولیت‌های مشهد" با بیان این که در مراحل اولیه تشکیل این افیولیت‌ها و درکف اقیانوس، بر اثر نفوذ آب به داخل شکستگی‌ها، سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی دچار دگرگونی موسوم به دگرگونی کف اقیانوسی شده‌اند، به مطالعه رخساره‌های دگرگونی کف اقیانوسی این مجموعه پرداخته‌اند.
- هاتفی (۱۳۸۲) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان "مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و توده‌های نفوذی منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)" سنگ‌های دگرگونی این منطقه را متأثر از دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی می‌داند.
- دیدار (۱۳۸۲) در مقاله‌ای با عنوان "بررسی پترولوژیکی گرانیتوئیدهای جنوب و جنوب‌غرب مشهد" به بررسی گرانیتوئیدهای جنوب مشهد پرداخته است. وی گرانیت‌ها را به سه فاز زیر تقسیم نموده است: ۱- گرانیت‌ها وگرانودیوریت‌های gr^1، ۲- مونزوگرانیت‌های مسکوویت و بیوتیت‌دار و پگماتیت‌های gr^2 و ۳- مونزوگرانیت‌ها و پگماتیت‌های gr^3. بر طبق این تحقیق هر سه فاز گرانیت‌های gr^1 و gr^2 و gr^3 از نوع کالک‌آلکالن، پتاسیم بالا و پرآلومین می‌باشند.
- دیدار (۱۳۸۳) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان "بررسی ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب مشهد با نگرشی ویژه بر عناصر نادرخاکی" این سنگ‌ها را از نوع همزمان با برخورد یا پس از کوهزایی دانسته و همچنین بیان می‌دارد ماگماتیسم منطقه در دو مرحله هرسینین و سیمرین‌میانی صورت گرفته که در هر دو مرحله سنگ‌های گرانیتوئیدی در منطقه حاصل شده است.
- ولی‌پور (۱۳۸۳) در گزارشی با عنوان "بررسی پتروگرافی، پترولوژی و تکتونوماگمایی بازالت‌های مشهد" با توجه به بررسی‌ها و مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های بازالتی منطقه مشهد را عموماً دارای ماهیت توله‌ایتی می‌داند. مطابق این تحقیق با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، بازالت‌های مورد مطالعه از نظر تکتونوماگمایی در قلمرو پشته‌های میان‌اقیانوسی قرار می‌گیرند.

- معین‌وزیری و همکاران (۱۳۸۴) در مقاله‌ای با عنوان "دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه ده‌نو (مشهد، خراسان)" عنوان نموده‌اند که در سنگ‌های دگرگونی منطقه ده‌نو حداقل سه فاز اصلی دگرشکلی دیده می‌شود که باعث تشکیل سه فابریک صفحه‌ای S، S_1 و S_2 گردیده‌اند. کانی‌های کلریت، مسکوویت، بیوتیت، کلریتوئید، گارنت، آندالوزیت، استارولیت و سیلیمانیت در این سنگ‌ها وجود دارند که کلریت، مسکوویت و بیوتیت در S_1 تشکیل شده‌اند و تبلور آنها در S_2 نیز ادامه پیدا کرده است. کلریتوئیدها متعلق بهS_1 و بعد از S_2 می‌باشند. گارنت‌ها در دو مرحله S_1 و S_2 متبلور شده‌اند. آندالوزیت‌ها هم‌زمان با S_1 و S_2 می‌باشند. استارولیت‌ها هم‌زمان و بعد از S_2 بوده و سیلیمانیت‌ها بعد از S_2 متبلور شده‌اند.
- معاف‌پوریان و نیمروزی (۱۳۸۴) در مقاله‌ای با عنوان "بررسی آثار دگرگونی وابسته به استقرار توده گرانیتی مشهد" به مطالعه آثار این دگرگونی از قبیل تبلور، تبلور مجدد، دگرشکلی پلاستیک و الاستیک و نیز کانه‌زایی پرداخته‌اند.
- کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶) مقاله‌ای با عنوان "ژئوشیمی کانی‌های اصلی، شاخص و عناصر نادرخاکی گرانیتوئیدهای مرتبط با برخورد پالئوتتیس مشهد، ایران" ارائه نموده‌اند. در این تحقیق به مطالعه باقیمانده‌های پالئوتتیس مشهد (افیولیت و فلیش‌های دگرگون‌شده) در سه رخداد ماگمایی مختلف (تریاس تا کرتاسه) پرداخته شده است، که عبارتند از: ۱- هورنبلند بیوتیت تونالیت و گرانودیوریت ده‌نو - کوهسنگی که از مواد مافیک سرچشمه گرفته‌اند، ۲- فلدسپار مونزوگرانیت سنگ‌بست که از اعماق پوسته سرچشمه گرفته و در آلایش با پوسته دچار آلودگی شده‌اند و ۳- بیوتیت مسکوویت لوکوگرانیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد که از مواد پوسته‌ای سرچشمه گرفته‌اند.
- ولی‌پور (۱۳۸۵) طی تحقیقی با عنوان "مقایسه تیپ افیولیت مشهد با تیپ هارزبورژیتی[1] و تعیین موقعیت آن" در مقایسه نوع افیولیت مشهد با رده‌بندی نیکلاس (۱۹۸۹) پیشنهاد نموده که مجموعه افیولیتی مشهد به تیپ هارزبورژیتی تعلق دارد.
- اعلمی‌نیا (۱۳۸۶) از پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی خلج (جنوب‌غرب مشهد) با نگرشی به کاربرد سیستم اطلاعات جغرافیایی[2] در بررسی پتانسیل معدنی آن" دفاع نموده است. وی با طبقه‌بندی سنگ‌های دگرگونی، تخمین دمای منطقه‌ای و تعیین حدود رخساره‌های دگرگونی با توجه به مطالعات صورت گرفته عنوان

[1] HOT
[2] GIS

می‌نماید که کانی‌های دگرگونی طی دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و یک مرحله دگرگونی مجاورتی حاصل شده‌اند.

- اعلمی‌نیا و رضوی (۱۳۸۶) در تحقیقی با عنوان "تفکیک واحدهای سنگی گارنت‌شیست، استارولیت‌شیست و کلریتوئیدشیست منطقه خلج (جنوب‌غرب مشهد) به کمک تصاویر ماهواره‌ای" به مطالعه ناحیه جنوب‌غرب مشهد با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای پرداخته‌اند.
- ولی‌پور و همکاران (۱۳۸۶) در مقاله‌ای تحت عنوان "تخمین درجه دگرگونی در سنگ‌های اسکارنی موجود در هاله دگرگونی توده نفوذی مشهد" به مطالعه توده‌های اسکارنی ناحیه مشهد پرداخته‌اند. نامبردگان با توجه به مطالعات صحرایی، شواهد پتروگرافی و ترکیب کانی‌شناسی این توده‌ها را به زون‌های گارنت - ولاستونیت و گارنت - پیروکسن تقسیم نموده‌اند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۷) طی تحقیقی با عنوان "مطالعه شیمی مگاکریست‌های گارنت در توده اسکارنی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)" عنوان نموده‌اند که با توجه به چگونگی تغییر عناصر آلومینیم و آهن در مرکز و حاشیه بلور، گارنت‌های مورد مطالعه از لحاظ ترکیب کانی‌شناسی متعلق به سری اوگراندیت (گروسولار - آندرادیت) می‌باشند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۷) در مقاله‌ای تحت عنوان "ترموبارومتری گارنت- بیوتیت و آمفیبول توده تونالیتی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)" با توجه به ژئوبارومتر آلومینیم موجود در آمفیبول فشار تشکیل تونالیت منطقه را در حدود شش کیلوبار تخمین زده‌اند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۷) با مطالعه "مینرال شیمی و پتروگرافی مجموعه تونالیتی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)" بیان نموده‌اند که هورنبلند - بیوتیت تونالیت‌های ده‌نو قدیمی‌ترین سنگ‌های آذرین تزریق شده در داخل دگرگونی‌ها و فلیش‌های منطقه هستند که بعد از اولین دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک جایگیری یافته‌اند. کانی‌های موجود در تونالیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار (بیتونیت)، گارنت آهن و منگنزدار (آلماندین - اسپسارتین)، بیوتیت آهن و منیزیم‌دار (آنیت)، آمفیبول کلسیک (عمدتاً فروهورنبلند) و کانی‌های ثانویه نیز شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و ایلمنیت می‌باشند.
- صمدی و همکاران (۱۳۸۸) در تحقیقی با عنوان "مطالعه تورمالین‌های موجود در هورنفلس منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)" بر اساس آنالیز میکروپروب، ترکیب تورمالین‌های موجود در هورنفلس منطقه را از نوع تورمالین‌های آلکالی و شامل شورلیت - دراویت عنوان نموده‌اند.

- صمدی و همکاران (۱۳۸۸) در مقاله‌ای با عنوان "دماسنجی گارنت- بیوتیت و گارنت- مسکوویت مجموعه دگرگونی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)" بیان نمودند که ترسیم مقادیر دمای بدست آمده برای رخداد دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ توده‌های تونالیتی در درون هورنفلس منطقه، بر روی نمودار رخساره‌های دگرگونی بیانگر درجات دگرگونی در حد پایین‌تر نسبت به شیست‌های منطقه می‌باشد، که نشان‌دهنده اثر فرعی تزریق توده تونالیتی نسبت به دگرگونی ناحیه‌ای منطقه است که تزریق آن فقط در بخش‌های مجاور توده توانسته است تا حدودی بر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تأثیر بگذارد.

۱-۵-۲- پیشینه مطالعاتی بلورهای گارنت منطقه

- معززلسکو و پلیمر[1] (۱۹۷۸) در مقاله‌ای با عنوان "سنگ‌های نفوذی و پلی‌متامورفیک ناحیه درخت‌بید در مجاور مشهد" به مطالعه مگاکریست‌های گارنت آلماندین در تونالیت‌های ناحیه درخت‌بید، منشأ آنها و سنگ‌های نفوذی - دگرگونی منطقه پرداخته‌اند. طبق گزارش ایشان با دور شدن از محل کنتاکت، پرفیروبلاست‌های آلماندین موجود در هاله حرارتی، از نظر اندازه و فراوانی کاهش می‌یابند. به عقیده ایشان این گارنت‌ها تفاله‌هایی از هضم هورنفلس غنی از گارنت توسط تونالیت می‌باشند.
- پلیمر و معززلسکو (۱۹۸۰) در مقاله‌ای با عنوان "زینوکریست‌های گارنت در گرانیت مشهد، شمال‌شرق ایران" به مطالعه پتروگرافی تونالیت ده‌نو و بلورهای گارنت موجود در آن پرداخته‌اند. بر اساس این مطالعه گارنت موجود در تونالیت‌ها به عنوان زینوکریست‌هایی معرفی شده است که بقایای هضم هورنفلس‌های غنی از گارنت طی نفوذ تونالیت‌ها می‌باشند. طبق پیشنهاد ایشان، منشأ گارنت‌های فاقد منطقه‌بندی موجود در تونالیت‌ها، پرفیروبلاست‌های با منطقه‌بندی عادی موجود در هورنفلس‌ها بوده است.
- پلیمر و معززلسکو (۱۹۸۱) در مقاله‌ای گارنت‌های دارای منطقه‌بندی عادی - معکوس و گارنت‌های فاقد منطقه‌بندی در هاله پلی‌متامورفیک درخت‌بید را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در این تحقیق، دگرگونی حرارتی و دگرگونی قهقرایی درجه پایین بعدی که پلیت‌های گارنت‌دار را تحت تأثیر قرار داده است، به عنوان عامل تشکیل الگوهای منطقه‌بندی معکوس در گارنت‌های زونینگ‌دار معرفی شده‌اند.
- همام (۲۰۰۶) در تحقیقی با عنوان "منشأ و موقعیت آتول[2] گارنت در هورنبلند شیست‌های هاله پیرامون گرانیت مشهد، شمال‌شرق ایران" به مطالعه تشکیل آتول‌گارنت در هاله

---
[1] Plimer
[2] Atoll

پیرامونی گرانیت مشهد با توجه به اطلاعات بافتی و شیمیایی موجود پرداخته است. شواهد حاصل از این بررسی‌ها مؤید این است که تشکیل آتول گارنت در هورنبلند شیست‌های منطقه دگرگونی مشهد به دلیل طبیعت تشکیل آتول‌ها طی فرآیندهای قهقرایی حاصل جایگزینی هسته یک بلور کامل و شکل‌دار گارنت به‌وسیله کلسیت و کلریت بوده است.

تحقیقات فوق زمینه مناسبی را جهت مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی نوین درباره سنگ‌های گرانیتی و دگرگونی ناحیه مشهد فراهم آورده است.

۱-۶- اهداف و روش‌های مطالعه

با توجه به حضور کانی گارنت در مجموعه تونالیت، شیست، هورنفلس و اسکارن ناحیه ده‌نو و فقدان مطالعات کافی در این زمینه و فراهم شدن امکان آنالیز میکروپروب در کشور ژاپن، بررسی خصوصیات پتروگرافی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و تعیین نحوه توزیع و پراکندگی عناصر در گارنت‌های منطقه و ارتباط آن با منشأ از اهداف اصلی این تحقیق می‌باشد. برای دست‌یابی به اهداف یاد شده در این تحقیق از روش‌های زیر بهره گرفته شده است:

- جمع‌آوری، مطالعه و ارزیابی اطلاعات موجود از منطقه و موارد مشابه در ایران و سایر نقاط جهان، شامل مطالعه پایان‌نامه‌ها، گزارش‌ها، نقشه‌ها؛ شامل نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مشهد (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳) و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طرقبه (پورلطیفی و همکاران، ۱۳۸۰) و مقالات ارائه شده در مجلات علمی که در ارتباط با موضوع پایان‌نامه می‌باشند؛
- انجام مطالعات و ثبت شواهد صحرائی و نمونه‌برداری از رخنمون‌ها، بویژه نمونه‌های حاوی گارنت و تهیه نقشه موقعیت آنها؛
- تهیه بیش از ۱۰۰ مقطع نازک و نازک صیقلی از نمونه‌های سنگ میزبان گارنت در کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه تهران و دانشگاه تربیت معلم تهران؛
- عکسبرداری میکروسکوپی از مقاطع نازک در دانشگاه کارلتون - اُتاوا کانادا و دانشگاه تربیت‌مدرس تهران؛
- جهت آنالیز شیمیایی نمونه‌ها از میان مقاطع مطالعه شده تعدادی مقطع انتخاب گردید و پس از آنکه سطح آنها توسط لایه‌ای از کربن پوشش داده شد[1] مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفتند. این آنالیز با استفاده از دستگاه میکروپروب JEOL، مدل JXA-8800 (WDS) و

[1] Carbon coating

JXA-8500F موسسه مطالعه تحولات کره زمین[1] در کشور ژاپن و با ولتاژ ۱۵ kV و nA ۱۵ انجام گرفت. در محاسبه و تفکیک آهن II و III از روش دروپ[2] (۱۹۸۷) استفاده شد؛

- علاوه بر این از میان تونالیت‌های موجود در منطقه مورد بررسی تعداد سه نمونه و شیست‌ها یک نمونه انتخاب و در سازمان زمین‌شناسی ایران با استفاده از روش XRF[3] مورد آنالیز سنگ کل قرار گرفتند؛
- انجام مطالعات سنگ‌شناسی، تعیین نوع سنگ، فهم ارتباط کانی‌های سنگ‌ساز با گارنت‌ها و شناسایی پاراژنز همراه گارنت و نسل‌های کانی‌سازی در منطقه؛
- پردازش اطلاعات به روش‌های آماری و همچنین توسط نرم‌افزارهای پترولوژی؛
- جمع‌بندی اطلاعات به منظور نگارش و تدوین پایان‌نامه تحصیلی.

[1] IFREE
[2] Droop
[3] XRF = X Ray Powder Diffraction

فصل دوم

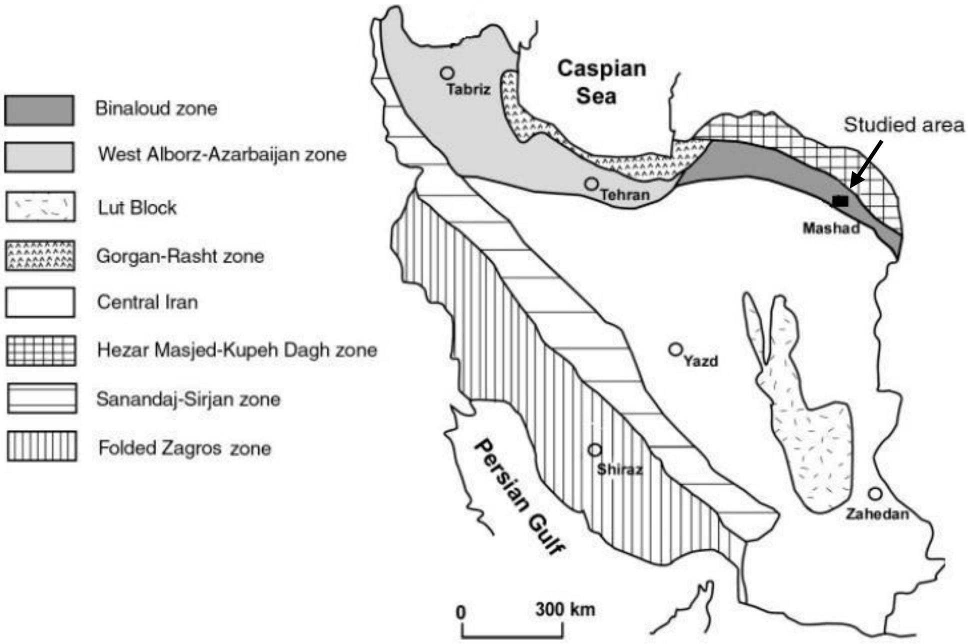
زمین‌شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

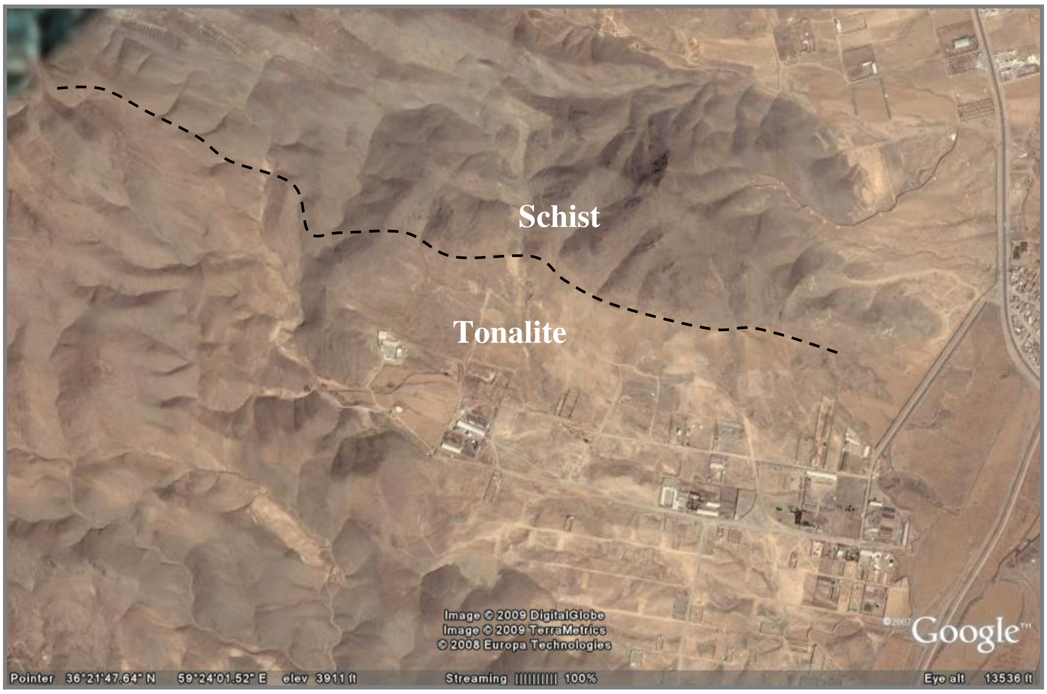
وضعیت پیچیده ساختاری - رسوبی ایران، نشانه آن است که بخش‌های مختلف ایران زمین در طول زمان، ویژگی‌های زمین‌شناسی متفاوتی نسبت به هم پیدا کرده و از هم متمایز شده‌اند. بنابراین برای سهولت در مطالعه، بخش‌هایی را که حوادث زمین‌شناسی مشابهی را پشت سر گذاشته‌اند، در یک گروه قرار داده و به این ترتیب آنها را به مناطق یا محدوده‌های مختلف تقسیم نموده‌اند که هر یک با اختصاصات ویژه‌ای مشخص می‌شوند.

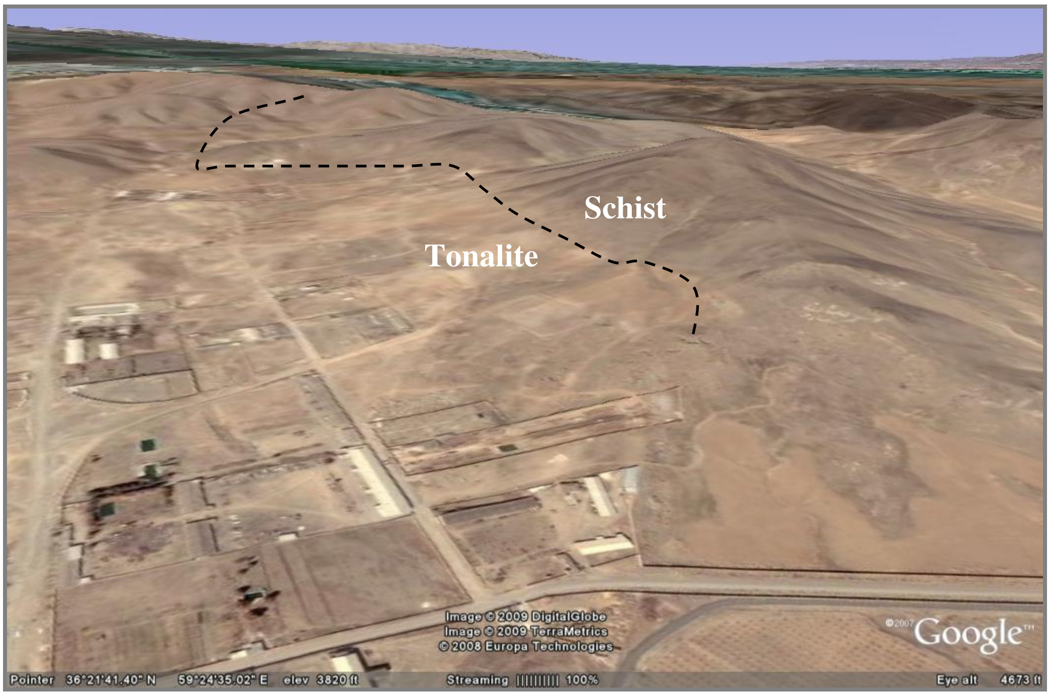
عوامل مختلفی زمین‌شناسی ایران را تحت تأثیر قرار داده است که از جمله آنها می‌توان به قطعه‌قطعه شدن پی‌سنگ پرکامبرین ایران در امتداد گسل‌های بزرگ و عمیق، حرکت متفاوت قطـعات با اشکال متمایز نسبت به یکدیگر، ایجاد محیط‌های رسوبی با شکل، ابعاد و سن‌های متفاوت و عملکرد نیروهای مختلف در دوران‌های گوناگون، زمین‌شناسی ایران اشاره نمود.

با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه در شمال‌شرقی ایران، در محدوده زون ساختاری بینالـود و در امــتداد شرقی سلسله جبال البرز قرار دارد (شکل‌های ۲-۱ و ۲-۲)، لذا پس از توصیف البرز به شرح مختصری از زمین‌شناسی و چینه‌شناسی زون بینالود پرداخته می‌شود و سپس واحدهای چینه‌شناسی، گسل‌ها و درزه‌های ناحیه بررسی و به توصیف منطقه مطالعاتی پرداخته خواهد شد.



شکل ۲-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در میان سایر بخش‌های مختلف زمین‌شناسی ایران.





شکل ۲-۲: تصاویر ماهواره‌ای از منطقه مطالعاتی (برگرفته از اروپا تکنولوژی، ۲۰۰۸)[1].

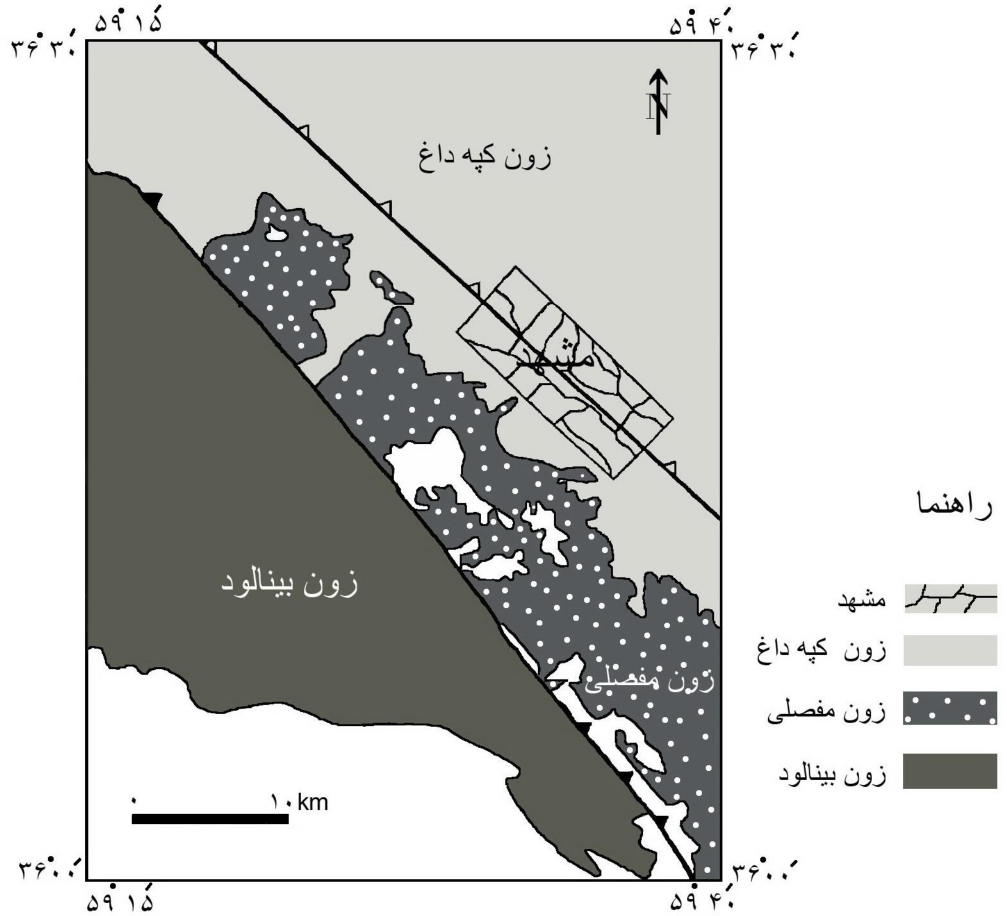
[1] © 2008 Europe Technologies

گستره ورقه مشهد به سه محدوده متفاوت تقسیم می‌شود که به ترتیب از شمال به جنوب شامل محدوده‌های کپه‌داغ، مفصلی و بینالود (شکل ۲-۳) می‌باشد (علوی، ۱۹۹۱).

- محدوده **کپه‌داغ** از سازندهای گوناگونی تشکیل شده که خاص حوضه رسوبی و زون ساختاری کپه‌داغ بوده و محیط رسوب‌گذاری آنها عمدتاً حاشیه قاره‌ای است. قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که در حوضه رسوب‌گذاری کپه‌داغ نهشته شده است، مربوط به شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند کشف‌رود است که سن آن باژوسین (ژوراسیک میانی) می‌باشد.

- محدوده **مفصلی** بین محدوده بینالود و کپه‌داغ واقع شده و شامل سنگ‌های دگرگونی و مجموعه افیولیتی است. مجموعه افیولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی همراه با آن، نوارهایی با روند شمال‌غرب تا جنوب‌شرق را در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود تشکیل می‌دهند، که در ادامه نوار سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مشهد قرار دارند. این محدوده محل برخورد قطعه لیتوسفری ایران در جنوب و قطعه لیتوسفری توران در شمال است که با بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس همراه بوده است (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱). به باور افتخارنژاد (۱۹۹۱) مجموعۀ افیولیتی و رسوبات پلاژیک جنوب‌غربی مشهد جداکننده دو قاره اوراسیا و گندوانا نیست بلکه رخنمون این مجموعه‌ها معرف نوعی زمین‌درز در سکوی اپی‌کاتانگایی ایران است. به عبارتی دیگر، زمین‌درز حقیقی بین اوراسیا و گندوانا در شمال کوه‌های کپه‌داغ در خارج از ایران است که اشتوکلین (۱۹۷۷) و افتخارنژاد (۱۹۹۱) به آن تتیس کهن اول نام داده‌اند.
- محدوده **بینالود** که بخشی از باقیمانده‌های پالئوتتیس (افیولیت و فلیش دگرگون شده) می‌باشد، یک نوار چین‌خورده و گسل‌خورده از نوع پوسته‌ای نازک با راستای تقریباً شرقی تا غربی، شامل سنگ‌ها و رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است که به دنبال تصادم میان قطعات لیتوسفری ایران و توران در حاشیه شمال‌شرقی ایران تشکیل شده است.

این سلسله جبال از شمال به بقایای پالئوتتیس، سنگ‌های دگرگونی و رسوبات پرمین محدود شده و از جنوب پس از دشت‌های آبرفتی سبزوار - نیشابور به رخنمون سنگ‌های افیولیتی نئوتتیس (افیولیت سبزوار - جنوب فریمان) محدود می‌شود.



شکل ۲-۳: محدوده‌های موجود در گستره ورقه مشهد (اقتباس از علوی، ۱۹۹۱).

۲-۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی البرز

۲-۲- ۱- زمین‌شناسی البرز

پهنهٔ رسوبی - ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال ورقه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب، در یک راستای عمومی شرقی تا غربی، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد. از دید زمین‌ریخت‌شناسی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپه ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری و دشت‌ساحلی خزر است. از نگاه زمین‌شناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمین‌درز تتیس کهن است که از برخورد سنگ‌کره قاره‌ای البرز با سنگ‌کره ورقه توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. ولی در بیشتر نقاط محل زمین‌درز با ورق‌های رانده شده از شمال به جنوب پوشیده شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). حد جنوبی البرز چندان روشن نیست، گسل تبریز (علوی، ۱۹۹۱)، آنتی‌البرز (ریویه، ۱۹۴۱)، گسل‌گرمسار (بربریان، ۱۳۷۵)، گسل‌سمنان (نبوی، ۱۳۵۶) و گسل‌عطاری (علوی‌نایینی، ۱۹۷۲) مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند. ولی چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در ناحیه جنوبی البرز وجود نداشته و گذر از پهنهٔ ایران مرکزی به پهنهٔ البرز تدریجی باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

از نظر کوه‌نگاری، مرز غربی البرز تا قفقاز کوچک و مرز شرقی آن تا کوه‌های پاراپامیسوس افغانستان گسترش دارد (علوی، ۱۹۹۱). فراوانی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ترشیری، در دامنه جنوبی البرز سبب شده بود تا در نخستین نقشه زمین‌ساخت اروپا، البرز بخشی از بزرگ ناودیس قفقاز در ترکیه دانسته شود (خاین[1]، ۱۹۷۲). ولی با وجود سنگ‌های ماگمایی همسان با آن در دیگر نواحی ایران و بویژه با دستیابی به یافته‌های بیشتری از زمین‌شناسی ایران، یقین شد که بسیاری از واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز و ایران مرکزی، از دیدگاه رخساره و شرایط تشکیل، همانند هستند، به گونه‌ای که البرز را می‌توان چین‌های حاشیه‌ای ایران مرکزی دانست که در شکل‌گیری آن برخورد دو ورقه ایران و توران و پیامدهای آن نقش اساسی داشته‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

همسانی البرز با ایران مرکزی به‌ویژه در دامنهٔ جنوبی بیشتر است ولی در دامنهٔ شمالی تفاوت‌هایی دارند (اشتوکلین[2]، ۱۹۶۸). از همین‌رو، جدا از واژه‌های جغرافیایی: البرزباختری، البرزمرکزی، البرزخاوری، البرزشمالی، البرزجنوبی، در زمین‌شناسی از زیرزون‌هایی هم‌چون ماکو - تبریز، بینالود (نبوی، ۱۳۵۵) و حتی کپه‌داغ یاد شده است که نیاز به بازنگری دارند. برای نمونه، زون گرگان - رشت که شامل مناطق جنوبی دریای خزر است، در شمال گسل البرز و به گفتهٔ بهتر در شمال زمین‌درز پوشیده تتیس کهن قرار دارد. از این‌رو، وابستگی آن به لبه جنوبی ورقه توران به مراتب بیشتر است و یا زون بینالود، خویشاوندی زمین‌شناختی بیشتری با ایران مرکزی تا البرز دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۲-۲- چینه‌شناسی البرز

در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، کهن‌ترین سنگ‌های البرز را دگرگونی‌های جنوب گرگان (شیست‌های گرگان) دانسته‌اند. افزون بر آن، دگرگونی‌های اسالم - شاندرمن (کلارک[3] و همکاران، ۱۹۷۵) و گاهی نیز سازند بَریر (گانسر و هوبر[4]، ۱۹۶۲) واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرکامبرین البرز انگاشته شده‌اند. ولی امروزه یقین بر این است که این دگرگونی‌ها، بیشتر سنگ‌های پالئوزوئیک و یا مزوزوئیک هستند که در اثر زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین (رویداد سیمرین پیشین) و یا به‌طور همبری دگرگون شده‌اند. یافته‌های کنونی دیرینه‌شناختی البرز، گویای آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته البرز، سازند کهر است که حاوی آکریتارک‌هـای[5] نئوپروتروزوئیک پسین[6] است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

[1] Khayn
[2] Stocklin
[3] Clarck
[4] Ganser and Hobber
[5] Acritarch
[6] Late Neoproterozoic

علوی (۱۹۹۱)، با تکیه بر سنگ رخساره‌ها به‌ویژه نقش زمین‌ساخت بر حوضه رسوبی البرز، کلیه سنگ‌های البرز را به چند واحد زمین‌ساختی - چینه‌نگاشتی بزرگ، به شرح زیر تقسیم نموده است:

۱- توالی سکوی پرکامبرین‌پسین - اردوویسین؛
۲- سنگ‌های ماگمایی (درونی و بیرونی) اردوویسین میانی - دوونین؛
۳- توالی فلات قارهٔ دوونین - تریاس میانی؛
۴- نهشته‌های پیش‌خشکی تریاس بالایی - ژوراسیک میانی؛
۵- توالی فلات قارهٔ ژوراسیک‌میانی - کرتاسه، با دو رخسارهٔ ناهمسان در البرز جنوبی و شمالی؛
۶- مجموعهٔ ماگمایی البرز به سن سنوزوئیک، با ترکیب شیمیایی کلسیمی - قلیایی در البرز غربی - مرکزی و قلیایی در البرز شرقی؛
۷- رسوبات هم‌زمان با کوهزایی سنوزوئیک، با دو رخسارهٔ ناهمسان در البرز جنوبی و شمالی.

هر یک از واحدهای یاد شده در بالا شامل چند یا چندین سازند است که همگی در شرایط زمین‌ساختی خاص، با شرایط رسوبی - زمین‌ساختی مشابه، انباشته شده‌اند.

۲-۳- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی بینالود

۲-۳-۱- زمین‌شناسی بینالود

از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، ارتفاعات بینالود بین واحدهای زمین‌شناسی کپه‌داغ در شمال‌شرق و البرز در غرب و ایران‌مرکزی در جنوب‌غربی واقع گردیده است.

رشته کوه‌های سینوسی بینالود با روند تقریباً شرقی - غربی و تحدب به سمت شمال، مابین ورقه مستحکم توران و خرده قاره ایران مرکزی قرار دارند. محدوده جنوبی آن گسل میامی یا گسل شاهرود و مرز شمال‌غربی آنرا گسل سمنان تشکیل می‌دهد. گسترش واقعی این زون بین شمال سبزوار و نیشابور تا مشهد است ولی به دلیل گسترش مجموعه‌های آذرین و دگرگونی آن تا افغانستان، حدشرقی این زون را تا هندوکش غربی در افغانستان در نظر گرفته‌اند (میرنژاد، ۱۳۷۰). نبوی (۱۳۵۵) زون بینالود را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز می‌داند و بیان می‌کند که رسوبات و رخساره‌های پالئوزوئیک بینالود به البرز شباهت دارند. افتخارنژاد (۱۳۵۹) معتقد است که البرزشرقی، بخشی از ایران‌مرکزی است در صورتیکه اشتوکلین (۱۹۶۸) آن را جزء البرز دانسته است.

بولن[1] (۱۹۸۸) عملکرد فاز کوهزایی هرسینین را عامل فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس می‌داند که از هندوکش[2] - پامیر[3] و تیان‌شان[4] تا جنوب مشهد ادامه می‌یابد. مجیدی (۱۹۷۸) از این زون

[1] Boulin
[2] Hindu Kush
[3] Pamir
[4] Tianshan

سنگ‌های کامبرین فسیل‌دار را گزارش نموده است. طبق تحقیقات بولن (۱۹۸۸) در طی سیلورین و دوونین زیرین دریای مشترکی شمال‌شرق ایران و ایران مرکزی را به دلیل شباهت رسوبات این دوره‌ها در بینالود و ایران‌مرکزی دربر گرفته بوده است. این ارتباط تا کربونیفر زیرین وجود داشته در حالیکه در البرز رابطه مزبور به کلی قطع شده است. بزرگ‌نیا (۱۹۸۳) این حرکات را نتیجه حرکات خشکی‌زایی اواخر دوونین ذکر می‌کند و کنگلومرای قاعده‌ای کربونیفر زیرین را حاصل این حرکات می‌داند.

رسوبات کربونیفر فوقانی در بینالود شامل مجموعه‌ای از ماسه‌سنگ کوارتزیتی و شیل است که تا اندازه‌ای شبیه به رسوبات این زمان در ایران مرکزی است. رسوبات تریاس البرز با ایران مرکزی تفاوت دارند ولی در بینالود هیچ نوع رسوب متعلق به تریاس تشخیص داده نشده است. فقط در منطقه آق‌دربند (۱۰۰ کیلومتری شرق مشهد) رسوبات شیل و ماسه‌سنگ همراه با لایه‌های آهکی آمونیت‌دار وجود دارد که آن را مرتبط با تریاس میانی تا فوقانی می‌دانند (هاتفی، ۱۳۸۲).

لامرر[1] و همکاران (۱۹۸۳) تشکیل کوه‌های بینالود را به علت حرکت نسبی ورقه توران و خرده قاره ایران‌مرکزی و برخورد آنها با یکدیگر دانسته‌اند که افیولیت‌های جنوب و جنوب‌غرب مشهد، محل برخورد را تعیین می‌کنند. به عقیده نامبردگان گسل سنگ‌بست - شاندیز، مجموعه دگرگونی پالئوزوئیک و توده‌های نفوذی جنوب مشهد را از اسلیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (رتو - لیاس) و رسوبات جوان‌تر جدا می‌کند.

حرکات کوهزایی سیمرین‌پیشین و پسروی دریای آن زمان، محیط مناسبی برای رشد گیاهان در این منطقه فراهم آورده که در حال حاضر، بقایای آنها در نهشته‌های قاره‌ای اوایل ژوراسیک یافت می‌شود. در زون بینالود، رسوبات ژوراسیک در بسیاری از نقاط، به‌طور دگرشیب، رسوبات پالئوزوئیک و مجموعه‌های دگرگونی را می‌پوشانند. در کنگلومرای قاعده‌ای آن، قطعات مختلف دگرگونی و آذرین را می‌توان یافت. رسوبات لیاس و رسوبات آهکی کرتاسه در این زون، مشابه رسوبات البرز در همان زمان هستند.

رسوبات پالئوژن در بینالود گسترش ندارند و فعالیت شدید آتشفشانی ائوسن در این ناحیه به چشم نمی‌خورد. رسوبات نئوژن بینالود شبیه به ایران مرکزی و شامل ماسه‌سنگ‌های تخریبی و قرمز است.

۲-۳-۲- چینه‌شناسی بینالود

به دلیل آنکه منطقه مورد مطالعه در دامنه‌های شمالی بینالود واقع شده است، بنابراین چینه‌شناسی این ناحیه مورد مطالعه قرار می‌گیرد. برای تحقق این موضوع از گزارش‌های لامرر و همکاران (۱۹۸۳)، علوی و مجیدی (۱۹۷۲) و میرنژاد (۱۳۷۰) بهره گرفته شده است.

[1] Lammerer

در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آذرین، کمپلکس‌های دگرگونی و سازندهای رسوبی گوناگونی رخنمون دارند. از آنجا که درک صحیح زمین‌شناسی منطقه، بدون شناخت کلی مناطق پیرامون امکان‌پذیر نیست لذا در این بحث از سنگ‌هایی که مستقیماً مورد مطالعه نبوده، اما به نحوی در نتیجه‌گیری‌ها و بحث‌ها به آنها اشاره شده نیز به اختصار صحبت خواهد شد.

۲-۴- سری‌های سنگی

۲-۴-۱- پالئوزوئیک در بینالود شمالی

بر اساس مطالعات، قدیمی‌ترین سنگ‌ها در محدوده مورد مطالعه، سری‌های دگرگون شده کربونیفر و پرموتریاس هستند که از اسلیت، کوارتزیت، فیلیت و اولترامافیک‌ها تشکیل یافته‌اند. از لحاظ سنگ‌شناسی چهار مجموعه در آنها قابل مشاهده می‌باشد (میرنژاد، ۱۳۷۰):

الف- اسلیت‌های همراه با سنگ‌های اولترامافیک

این سنگ‌ها در غرب مشهد از ناحیه خلج تا وکیل‌آباد و به طرف شمال‌غرب در حوالی جاده شاندیز به صورت تپه‌های تیره‌رنگ مشاهده می‌شوند. این مجموعه شامل سنگ‌های گوناگونی با شیب بین ۶۰ تا ۹۰ درجه به سمت شمال‌شرق می‌باشند. در شرق ناحیه به ترتیب بخش‌های زیر مشاهده می‌شوند:

- اسلیت‌های ورقه‌ای نازک لایه، به رنگ سیاه تا آبی‌تیره؛
- چندین متر آهک‌های رسی که به کالک‌شیست دگرگون شده‌اند؛
- ده‌ها متر ماسه‌سنگ رادیولاریتی و چرت‌های قرمزرنگ؛
- سنگ‌های اولترامافیک به صورت لایه‌های گسترده در بین لایه‌های اسلیت.

درپی آن به سمت شرق مجدداً باندهای آهکی بین لایه‌ای در اسلیت‌ها و کوارتزیت‌ها ظاهر می‌شوند. در این آهک‌ها فسیل کرینوئید دگرسان‌شده و سپس باندهای اولترامافیک دیده می‌شوند. مجدداً به سمت شرق، توالی یاد شده تکرار می‌گردد که به صورت کنتاکت گسله قابل مشاهده می‌باشد.

ب- سری‌های اسلیتی

این نوع سنگ‌ها به طور وسیعی در ناحیه گسترش دارند و بخش اعظم کوه‌های بینالود را در ناحیه خراسان رضوی تشکیل می‌دهند. ضخیم‌ترین بخش این واحد بین زشک (شمال‌شرق مشهد) و خرو (شمال‌غرب نیشابور) قرار دارد که ضخامت آن به چندین هزار متر می‌رسد. این اسلیت‌ها به طور قابل توجهی دارای طبیعت یکنواخت بوده و به رنگ‌های سیاه، متمایل به آبی، خاکستری و گاهی متمایل به زرد مشاهده می‌شوند.

ج- ماسه‌سنگ، اسلیت و سنگ‌های آهکی

در این مجموعه، رسوبات به شدت چین خورده‌اند و محور چین‌خوردگی عموماً در جهت N50W می‌باشد. چین‌خوردگی غالباً در هر قسمت از این واحدها مانند نواحی طرقبه، شرق خلج و جنوب سنگ‌بست مشخص و قابل رؤیت است، اما به علت تغییرات زیاد در رخساره‌های این مجموعه، ارتباط آنها با دیگر واحدها کاملاً آشکار نیست.

د- فیلیت‌ها

این نمونه از سنگ‌ها با افق‌هایی از کالک‌شیست دانه‌ریز به‌صورت موضعی در شمال و جنوب بندگلستان دیده می‌شوند که به تدریج به کوارتزیت‌های کربناته و سیلتستون‌های آهکی دانه‌ریز تبدیل می‌گردند.

۲-۴-۲- مزوزوئیک در بینالود شمالی

همان‌طوری که قبلاً ذکر شد، در منطقه بینالود رسوبات تریاس مشاهده نشده است و بقایای پالئوتتیس، سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و گرانیت‌ها با یک دگرشیبی توسط کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ‌های گری‌وکی و شیل‌های اسلیتی که سن آنها بر اساس بقایای گیاهی یافت شده در آنها ژوراسیک زیرین تعیین شده است، پوشیده می‌شوند (هاتفی، ۱۳۸۲).

الف- ژوراسیک در بینالودشمالی

رسوبات ژوراسیک به صورت گرابن در منطقه باریکی از کمرزرد (جنوب‌غرب مشهد) تا نقندر (شمال‌غرب مشهد) مشاهده می‌شوند. ارتباط این لایه‌ها با سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر عموماً گسله‌ای و در صورت داشتن ارتباط عادی، دارای دگرشیبی زاویه‌دار هستند. این تشکیلات خصوصیات رسوب‌گذاری در امتداد خط ساحلی را نشان داده و از نظر چینه‌شناسی به دو مجموعه تقسیم می‌گردند (میرنژاد، ۱۳۷۰):

۱) کنگلومرای کوارتزیتی "لیاس":

- این رسوبات در کمرزرد دارای گسترش زیادی است، در بخش شمالی باریک بوده و در شمال طرقبه (غرب جاده نقندر) با صدها متر ضخامت مجدداً ظاهر می‌شوند. قلوه‌های این کنگلومرا شامل دانه‌های گردشده کوارتز رگه‌ای و بخش‌های چرت تیره‌رنگ است که اندازه آنها کاملاً یکنواخت بوده و از یک تا سه سانتیمتر متغیر می‌باشد. نظر به اینکه در بعضی از لایه‌ها سیمان این کنگلومرا سیلیسی است در نتیجه از فاصله دور دارای ظاهر گنیسی می‌باشند. بونارد[1] (۱۹۴۵) فسیل‌های گیاهی با سن لیاس را در این کنگلومرا گزارش نموده است.

[1] Bonnard

۲) کنگلومرای دانه‌درشت "دوگر":

- این واحد به سمت شمال به‌صورت هم‌شیب و تدریجی برروی کنگلومراهای کوارتزیتی قرار می‌گیرد. در داخل این کنگلومرا قلوه‌های درشت گرانیت، اسلیت، شیست، سنگ‌های آپلیتی و کوارتزیتی گردشده مشاهده می‌شوند. در درون این کنگلومرا لایه‌های نازکی از ماسه‌سنگ وجود دارد که گاهی فسیل‌های گیاهی نیز در آنها دیده می‌شوند. این گیاهان با نام‌های Ptilophyllum sp. و Equisetites sp. معرفی شده‌اند که با زمان دوگر در ارتباط می‌باشند.

در بخش شمالی طرقبه، یک باند نازک و طویل از آهک متبلور بر روی کنگلومرای کوارتزیتی لیاس قرار دارد، که در مناطق دورتر مشاهده نمی‌شود. این آهک فاقد فسیل بوده و از نظر سنگ‌شناسی با آهک کرتاسه در غرب قشلاق نیز متفاوت است. بنابراین به عنوان آهک لیاس بالایی در نظر گرفته می‌شود (لامرر و همکاران، ۱۹۸۳).

در هر صورت، خصوصیات دو مجموعه رسوبی تخریبی کنگلومراهای کوارتزیتی و دانه‌درشت لیاس و دوگر، پسروی دریای زمان دوگر را در این مکان نشان می‌دهد که احتمالاً با پسروی دریای بازوسین‌میانی در البرز منطبق است. به‌علاوه خصوصیات سنگ‌شناسی در زون کنگلومرایی نشان می‌دهد که ساحل دریای زمان دوگر با روند فعلی کوه بینالود موازی بوده است (میرنژاد، ۱۳۷۰).

ب- کرتاسه در بینالود شمالی

سنگ‌های آهکی به‌صورت تپه‌های مجزا در جنوب‌غرب قشلاق، شرق امان‌آباد، کمرزرد، بازحوض و جنوب درخت‌توت رخنمون دارند. در شرق امان‌آباد، سنگ‌های آهکی به‌صورت هم‌شیب بر روی کنگلومرای دوگر قرار می‌گیرند، اما در جنوب بازحوض یک دگرشیبی زاویه‌دار احتمالی در آنها مشاهده می‌شود. در ناحیه درخت‌توت این آهک‌ها بر روی کنگلومرای لیاس و در نواحی دیگر (جاده مشهد - نیشابور) برروی گرانیت مشهد قرار می‌گیرند. در زیر آهک‌های کرتاسه، یک طبقه کنگلومرای قاعده‌ای کرتاسه به ضخامت یک متر و به صورت ماسه‌سنگ کنگلومرایی است که در پی آن آهک ماسه‌ای و سپس آهک زردرنگ مشاهده می‌شود (میرنژاد، ۱۳۷۰).

۲-۴-۳- ترشیری در بینالود شمالی

در بخش جنوبی منطقه، غرب ناحیه سنگ‌بست و در امتداد جاده اصلی مشهد - نیشابور لایه‌های ضخیمی از ماسه‌سنگ فلدسپاری و کنگلومرا با لایه‌ای رسی قرمزرنگ مشاهده می‌شوند که دارای قطعات گرانیت، ماسه‌سنگ و قلوه‌های آهکی می‌باشند. در حال حاضر سن این طبقات شناخته نشده است، اما از نظر سنگ‌شناسی مشابه با رسوبات ترشیری‌پایانی نواحی دیگر می‌باشد (میرنژاد، ۱۳۷۰).

در جنوب‌غرب بینالود یک باند آهکی نازک‌لایه حاوی نومولیت و دیگر میکروفسیل‌های ائوسن در درون یک واحد از اسلیت‌های سیاه قابل مشاهده است. همچنین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به صورت دولایه از سنگ‌های بازیک همراه با رادیولاریت نیز در منطقه مشاهده می‌شوند (لامرر و همکاران, ۱۹۸۳).

۲-۴-۴- کواترنری در بینالود شمالی

رسوبات تخریبی نیمه سخت شده شامل گراول، ماسه و ریگ در ناحیه گسترده می‌باشند. آبرفت‌های کنگلومرایی عمدتاً برروی توده‌های گرانیتی و نیز در دشت‌ها (تخت‌مایون و درخت‌توت) مشاهده می‌شوند.

۲-۵- ماگماتیسم

در جنوب و جنوب‌غربی مشهد تا شمال دشت تربت‌جام، برونزدهای ناپیوسته‌ای از توده‌های گرانیتوئیدی با وسعت ۲۶۰ کیلومترمربع و به‌صورت باریکه طویلی به طول ۴۰ کیلومتر و به عرض ۱۰ کیلومتر گسترش یافته است که چنانچه با سایر توده‌های نفوذی جنوب‌غربی مشهد (وکیل‌آباد، گلستان، طرقبه) به صورت مشترک مورد توجه قرار گیرند، طول آنها به ۷۰ کیلومتر می‌رسد. یقیناً این توده‌های گرانیتوئیدی که در یک راستای تقریبی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی آرایش یافته‌اند، بخش‌های مرتفع یک باتولیت عظیم هستند که قسمت‌هایی از آن هنوز رخنمون پیدا نکرده است، بنابراین به دلیل ظاهر خطی شاید بتوان آن را یک باتولیت کردیلرائی که در زمان تزریق از یک منشأ در درون یک پاره‌شدگی برشی تزریق گردیده‌اند در نظر گرفت.

مجموعه‌های آذرین، دگرگونی و سنگ‌های مافیک و اولترامافیک جنوب و غرب مشهد توسط مجیدی (۱۹۷۸) مطالعه شده است. به عقیده وی در این منطقه سه فاز دگرگونی ناحیه‌ای و دو مرحله گرانیت‌زایی صورت گرفته است. در گذشته سن این مجموعه را به پرکامبرین و یا به ژوراسیک نسبت داده‌اند. مجیدی (۱۹۷۸) بر اساس شواهد زمین‌شناسی و مقایسه گرانیتوئیدهای مشهد با نفوذی‌های مشابه در افغانستان، توران و قفقاز و با بهره‌گیری از سن رادیومتری، توده‌های مذکور نشان داد که نخستین مرحله گرانیت‌زایی و فازهای دگرگونی تحت تأثیر فاز کوهزایی هرسینین صورت گرفته اما در تریاس میانی مجدداً توسط فاز سیمرین پیشین دگرگون گردیده‌اند. تعیین سن به روش پتاسیم - آرگن بر روی میکاهای گرانیت مشهد سن ۳±۱۲۰ تا ۳±۱۴۶ میلیون‌سال را نشان داده است (آلبرتی و همکاران، ۱۹۷۳؛ آلبرتی و معززلسکو، ۱۹۷۴).

رسوبات کنگلومرایی ژوراسیک که شامل قلوه‌هایی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین نفوذی منطقه می‌باشند، به‌طور دگرشیب بر روی سنگ‌های دگرگونی (اسلیت) و آذرین (گرانیت) قرار گرفته و خود نیز توسط لایه‌های آهکی به سن کرتاسه پوشیده می‌شوند. بنابراین سن گرانیت‌های منطقه از کرتاسه

قدیمی‌تر است (ولی‌زاده و کریم‌پور، ۱۳۷۴). به عقیده لامرر و همکاران (۱۹۸۳)، این عدم تطابق سنی، با خروج آرگن رادیوژنیک طی فازهای کوهزایی بعدی در ارتباط می‌باشد.

با توجه به توضیحاتی که تاکنون در مورد سن توده‌های نفوذی و سنگ‌های در برگیرنده آنها داده شد، نتیجه گرفته می‌شود که تنها مدرک قابل استنادی که در مورد سن آنها وجود دارد، وجود قطعات این سنگ‌ها در کنگلومرای قاعده‌ای رسوبات ترياس‌فوقانی - ژوراسیک‌زیرین می‌باشد که به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های دگرگونی و نفوذی قرار گرفته است و بر اساس آن تنها می‌توان گفت که سن آنها قدیمی‌تر از ترياس فوقانی می‌باشد.

بنابراین گرچه ارتباط دادن توده‌های نفوذی قدیمی‌تر منطقه به فاز کوهزایی هرسینین و انواع جدیدتر به فاز کوهزایی سیمرین‌پیشین از سوی محققین منطقی به نظر می‌رسد، اما برای تعیین سن دقیق آنها به یک روش مناسب تعیین سن رادیومتری نیاز است.

به عقیده میرنژاد (۱۳۷۰) تونالیت و گرانودیوریت‌های مشهد از لحاظ تقسیمات تکتونیک ورقه‌ای، دارای ویژگی‌های گرانیتوئید قوس قاره‌ای بوده و مونزوگرانیت‌ها اختصاصات گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای را عرضه می‌دارند.

کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶)، گرانیت‌زایی در منطقه را همزمان با کوهزایی هرسینین دانسته و رخدادهای ماگمایی این دوره (ترياس تا کرتاسه) را به شرح زیر بیان می‌دارند:

۱- هورنبلند بیوتیت تونالیت و گرانودیوریت ده‌نو - کوهسنگی که از مواد مافیک سرچشمه گرفته است؛

۲- فلدسپار مونزوگرانیت سنگ‌بست که از اعماق بیشتر پوسته سرچشمه گرفته و دچار آلودگی پوسته‌ای شده است؛

۳- بیوتیت مسکوویت لوکوگرانیت و پگماتیت خواجه‌مراد - خواجه‌اباصلت که از مواد پوسته‌ای سرچشمه گرفته‌اند.

با توجه به نارسایی‌ها و تضادهای موجود در سن‌های رادیومتری، به‌ویژه با تکیه بر شواهد روی زمین (پس از پرمین) سن ترياس پسین، این گرانیت‌زایی با فاز کوهزایی سیمرین‌پیشین و در نتیجه زمان برخورد نهایی ورقه‌های ایران و توران، همزمان و هماهنگ است و لذا گرانیتوئیدهای مشهد را می‌توان نوعی توده نفوذی - برخوردی و حاصل برخورد دو ورقه یادشده دانست (آقانباتی، ۱۳۸۳).

مجیدی (۱۹۷۸)، میرنژاد (۱۳۷۰)، ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷۴) و کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶) گرانیتوئیدهای مشهد را با توجه به اختلاف در ترکیب سنگ‌شناسی، بافت و سن نسبی به سه گروه زیر تقسیم نموده‌اند:

۲-۵- ۱- انواع قدیمی یا گرانیت‌های پرفیروئید (gr^1)

این گرانیتوئید با رخنمونی کمتر از لوکوگرانیت‌ها، از نوع پرفیری بیوتیت‌دار (توده‌سنگ‌بست)، گرانودیوریت (توده‌های خواجه‌مراد و خواجه‌اباصلت) تا تونالیت (توده‌های ده‌نو، طرقبه و وکیل‌آباد) می‌باشند، که دارای سیمای گنیسی و رنگ سفید متمایل به خاکستری با بافت گرانولار دانه‌ریز تا دانه‌متوسط بوده و از نقطه نظر سنی قدیمی‌ترین توده اسیدی منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شوند.

این سنگ‌ها حاوی زینولیت‌هایی از شیست، فیلیت و مجموعه افیولیتی میزبان خود هستند. از نظر کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپارپتاسیک، پلاژیوکلاز، بیوتیت و گاهی آمفیبول و پیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی و آپاتیت، زیرکن و گارنت به عنوان کانی‌های فرعی می‌باشند.

بخش حاشیه‌ای این گرانیت چندان مشخص نیست و از توده اصلی جدا و دور مانده است (گرانیت وکیل‌آباد، کوهسنگی، طرقبه و گلستان)، اما از نظر شیمیایی و کانی‌شناسی ارتباط و قرابت نزدیکی بین آنها وجود دارد. گرانیت‌های مزبور با توجه به حضور بیوتیت و گاهی فلدسپار فراوان، جهت‌یافتگی نشان می‌دهند، که این امر احتمالاً به دلیل فشار اعمال شده بر روی مذاب گرانیتی در هنگام سردشدن می‌باشد. در بخش مرکزی توده (قشلاق، بیدک و کال‌چغوکی) به‌علت حضور بیوتیت شیستوزیته ضعیفی مشاهده می‌شود. در ناحیه خواجه‌مراد شیستوزیته نمایان‌تر شده و گرانودیوریت‌های هورنبلنددار مشاهده می‌گردند. در حوالی منطقه سنگ‌بست کانی‌ها را به شکل دانه‌متوسط، هم‌اندازه و فاقد جهت‌یافتگی مشخص می‌یابیم، اما به دلیل فاز تکتونیکی نارس و تغییر شکل بیوتیت و هورنبلندهای اولیه، رخساره کاتاکلاستیکی را در تونالیت وکیل‌آباد مشاهده می‌کنیم. عملکرد این فاز تکتونیکی در ناحیه طرقبه شدیدتر است و سنگ منظره شیستی از خود نشان می‌دهد (مجیدی، ۱۹۷۸). سن رادیومتری بیوتیت این نفوذی‌ها به روش پتاسیم - آرگن، در حدود ۱۶±۲۵۶ و ۹±۲۱۵ میلیون‌سال است که با اواخر تریاس تطابق دارد (مجیدی، ۱۹۷۸).

۲-۵-۲- انواع جدید یا لوکوگرانیت (gr^2)

این توده به طول ۱۵ و به عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب مشهد و در گرانیت‌های میکادار و تیره‌رنگ قدیمی تزریق شده است، که به همین سبب این گرانیت‌ها را به عنوان دومین فاز گرانیت‌زایی مشهد در نظر گرفته‌اند.

این گرانیتوئید حاوی کانی‌های کوارتز، فلدسپارپتاسیک، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکوویت می‌باشد. نداشتن پرفیروبلاست، نبود جهت‌گیری در کانی‌ها، کمبود میکای سیاه و میزان سیلیس بالا بهترین شاخص برای شناخت این گرانیت است. بنابراین شایسته است از این توده به نام توده لوکوگرانیتی نام برده شود (ژان لامر[1]، ۱۹۶۶).

[1] Lameyre

۲-۵-۳- پگماتیت، آپلیت و گرانیتوئیدهای بیوتیت - مسکوویت‌دار

پگماتیت‌ها دارای ترکیب گرانیتی با بلورهای درشت شامل کوارتز، فلدسپارهای آلکالن و کمی تورمالین بوده و از نظر عناصر فرعی و کمیاب غنی می‌باشند. این دایک‌های پگماتیتی در مناطق قشلاق، خواجه‌مراد، کال‌چغوکی و رباط‌خاکستری فراوان هستند.

آپلیت‌ها عمدتاً در حاشیه گرانیت‌ها یافت می‌شوند. در ناحیه خواجه‌مراد رگه‌های آپلیتی متعددی توده‌های نفوذی دو فاز گرانیت‌زایی مشهد را بریده‌اند. سن نسبی و ترکیب شیمیایی آپلیت‌ها حاکی از دو مرحله آپلیت‌زایی است. آپلیت‌های مرحله نخست به داشتن فلدسپار فراوان و آپلیت‌های فاز بعدی به داشتن تورمالین فراوان شاخص هستند.

بیوتیت‌مسکوویت‌گرانیت‌ها با رنگ روشن و بافت دانه‌ریز تا دانه‌متوسط گاهی همراه با فولیاسیون مشاهده می‌شوند. کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز، مسکوویت و بیوتیت به عنوان کانی‌های اصلی و گارنت، آپاتیت، زیرکن و تورمالین به صورت کانی‌های فرعی در آنها حضور دارند.

۲-۶- سنگ‌های دگرگونی

جایگزینی توده گرانیتی مشهد در سری ولکانیک - رسوبی متعلق به پالئوزوئیک فوقانی که بر اساس شواهد موجود در اواخر تریاس صورت پذیرفته، سبب دگرگونی‌هایی گردیده است. آثار این دگرگونی شامل تبلور، تبلورمجدد، دگرشکلی پلاستیک و الاستیک و نیز کانه‌زایی بوده است.

دگرگونی‌های زون بینالود در جنوب و غرب مشهد به خوبی نمایان هستند. سن مجموعه دگرگونی مشهد از جمله مسائلی است که در گذشته آن را یا به پرکامبرین و یا سیمرین‌پسین نسبت داده‌اند. بولن[1] و بویکس (۱۹۷۷)، در هندوکش‌غربی (افغانستان) و در امتداد زون بینالود، سری‌های دگرگون‌شده پالئوزوئیک را که شامل میکاشیست‌های گرونا و استروئیددار، مرمر و آمفیبولیت است را گزارش نموده‌اند. سری‌های مزبور با سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینیتی‌شده، به صورت بین لایه‌ای قرار دارند. مجموعه یادشده به طور دگرشیب به‌وسیله رسوبات دگرگون شده و پیش‌رونده کربونیفر پوشیده می‌شوند. ایشان آغاز پیشروی را نامورین پیشین ذکر کرده‌اند و به نظر آنان، دگرگونی تحتانی پیش از رسوب‌گذاری سری فوق انجام شده است. همین شواهد در جنوب و جنوب‌غربی مشهد نیز دیده می‌شود (مجیدی، ۱۹۷۸).

مجیدی (۱۹۷۸) دگرگونی تریاس ناحیه مشهد را منحصر به ایجاد شیست‌وارگی جدید در میکاشیست‌های قدیمی می‌داند. با منتفی شدن دگرگونی هرسینین در ناحیه مشهد، می‌توان پذیرفت که فاز اصلی دگرگونی مشهد به سن تریاس‌پسین و وابسته به رویداد سیمرین‌پیشین است و

[1] Boulan

شیست‌وارگی تأخیری این دگرگونی‌ها، وابسته به رویداد زمین‌ساختی بعدی (سیمرین‌میانی) است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

به عقیده مجیدی (۱۹۷۸) شواهد زیر مؤید عملکرد فاز کوهزایی هرسینین در زون بینالود است که تا مرز افغانستان و حتی در آن سوی مرز نیز آثار آن دیده می‌شود. این شواهد عبارتند از: پوشیده شدن مجموعه دگرگونی حوالی مشهد بوسیله رسوبات دگرگون نشده ژوراسیک که دلیلی بر دگرگونی این منطقه در قبل از ژوراسیک می‌باشد. سن مطلق گرانیت‌های پرفیروئید مشهد، که قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی مذکور را در بر گرفته است، قدیمی‌تر از سیمرین‌پیشین است. به علاوه، سن مطلق جدیدترین گرانیت موجود در منطقه نیز پرمین انتهایی - تریاس آغازین بدست آمده است. در این ناحیه علاوه بر دگرگونی‌هایی که در کنتاکت توده‌های نفوذی وجود دارند، سه فاز دگرگونی ناحیه‌ای به شرح زیر شناخته شده است (مجیدی، ۱۹۷۸):

- فاز دگرگونی M_1 سنگ‌ها را در حد رخساره شیست‌سبز دگرگون نموده است؛
- فاز دگرگونی M_2 نسبت به M_1 دارای دمای بالاتر و فشار پایین‌تر بوده و اثرات آن در مناطق جنوبی به وضوح قابل مشاهده می‌باشد. دمای زیاد ناشی از این فاز سبب گرانیت‌زایی gr^1 با ترکیب گرانودیوریتی فاقد پرفیری شده است؛
- فاز دگرگونی M_3 سبب پرفیری شدن گرانیت gr^1 و گرانیت‌زایی gr^2 شده است. این فازهای دگرگونی موجب تشکیل اسلیت‌ها، مرمرها، سرپانتینیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، شیست‌های کلریتوئید، استارولیت، آندالوزیت و گارنت‌دار شده‌اند. همچنین سنگ‌های کاتاکلاستیکی نیز در این رخداد تشکیل شده‌اند.

به طور کلی در این منطقه سه نوع دگرگونی به ترتیب زیر رخ داده است (مجیدی، ۱۹۷۸):

۱- دگرگونی ناحیه‌ای که باعث تشکیل اسلیت، فیلیت، شیست، مرمر و کوارتزیت شده است؛

۲- دگرگونی دینامیک که باعث تشکیل میلونیت و سنگ‌های کاتاکلاستیک شده است؛

۳- دگرگونی مجاورتی به‌علت نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی که در نتیجه آن کانی‌ها و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و همچنین توده‌های اسکارنی به‌وجود آمده‌اند.

۲-۷- تفاوت سنگ‌های بازیک - اولترابازیک و سنگ‌های مافیک - اولترامافیک

در این بحث با توجه به استفاده نادرست از واژه اولترابازیک به جای اولترامافیک در نامگذاری این سری از سنگ‌های منطقه به بررسی آنها می‌پردازیم. در طبقه‌بندی اشتریکایزن (۱۹۷۴) آن دسته از سنگ‌ها که دارای ۹۰ درصد یا بیشتر سازنده M هستند، سنگ‌های اولترامافیک نامیده می‌شوند. سازنده M مساوی با کانی‌های مافیک و دیگر کانی‌های مربوطه (میکا، آمفیبول‌ها، پیروکسن‌ها، الیوین‌ها)، کانی‌های اپک (اکسیدهای آهن و تیتان)، کانی‌های فرعی (زیرکن، آپاتیت، تیانیت)، اپیدوت، آلانیت، گارنت و ملیلیت است.

برخی از مؤلفین نیز اولترامافیک‌ها را سنگ‌هایی می‌دانند که ضریب رنگی (یعنی مقدار M) آنها بیش از ۷۰ درصد باشد (ویلی[1] ۱۹۶۷). اما توصیه می‌گردد که سنگ‌هایی که مقدار M آن بیش از ۷۰ درصد باشد را ملانوکرات بنامیم (مثلاً گابروی ملانوکرات، گابرویی است که مقدار M آن بین ۷۰٪ تا ۹۰٪ در نوسان است). بخش قابل توجهی از سنگ‌های اولترامافیک اصولاً از الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن تشکیل شده است و بر اساس مثلث الیوین- ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن طبقه‌بندی می‌شوند.

سنگ‌های اولترابازیک سنگ‌هایی هستند که مقدار SiO_2 آنها کمتر از ۴۴ درصد است. مثلاً پیروکسنیت‌ها که در قاعده مثلث الیوین- ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن قرار می‌گیرند دارای بیش از ۴۴ درصد SiO_2 هستند و بنابراین اولترامافیک هستند نه اولترابازیک. برعکس، پریدوتیت که در وسط نمودار قرار می‌گیرد، کمتر از ۴۴ درصد SiO_2 دارد و از این روهم اولترامافیک و هم اولترابازیک است. اغلب سنگ‌های اولترامافیک دیگر از قبیل کربناتیت‌ها، هورنبلندیت‌ها، کیمبرلیت‌ها، میلیلت‌ها و کوماتئیت‌های پریدوتیتی و پیکریت‌ها، اولترابازیک هستند و سرانجام برخی از سنگ‌های آلکالن اولترابازیک هستند ولی اولترامافیک نیستند.

۲-۸- سنگ‌های مافیک و اولترامافیک

سنگ‌های مافیک و اولترامافیک مشهد به صورت نواری باریک و طویل در امتداد شمال‌غرب تا جنوب‌شرق کشیده شده است. بخش مافیک این مجموعه که شامل گابرو، دلریت و بازالت‌های اسپیلیتی با ساختار بالشی[2] می‌باشد، به صورت یک نوار از شمال‌شرق فریمان تا شمال‌غرب مشهد با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق گسترش دارد. ضخامت این بخش در مشهد کمتر از بخش اولترامافیک است، که در مناطق ویرانی و آب‌وبرق به ضخامت آن افزوده می‌گردد (ولی‌پور، ۱۳۸۱).

[1] Wyllie
[2] Pillow structure

بخش اولترامافیک، با ضخامتی بیشتر از بخش مافیک، از سنگ‌هایی مانند دونیت در مناطق پیرکاکلی و حصارسرخ تشکیل شده است. در بخش غربی سنگ‌های اولترامافیک بیشتر از نوع هارزبورژیت و در شرق از نوع لرزولیت و ورلیت می‌باشند (ولی‌پور، ۱۳۸۱).

مجیدی (۱۹۷۸)، ضمن مقایسه اولترامافیک‌های جنوب مشهد با واحدهای شمال افغانستان و ورقه توران سنگ‌های مذکور را متعلق به سن دوونین - کربونیفر دانسته که در اثر رخداد هرسینین تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. علوی (۱۹۹۱) تکرار سنگ‌های اولترامافیک و ردیف‌های رسوبی دگرگون‌شده را حاصل عملکرد راندگی‌ها در یک منشور برافزاینده می‌داند.

۲-۹- تکتونیک

مهمترین ساختمان‌های زمین‌شناسی منطقه در ارتفاعات بینالود را گسل‌های راندگی و ورقه‌های رورانده تشکیل می‌دهند که تقریباً تمامی گسل‌های راندگی، روندی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی داشته و سوی حرکت در تمامی آنها از شمال، شمال شرق به سوی جنوب، جنوب‌غرب است (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱). این راندگی‌ها بیانگر کوتاه‌شدگی در راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب هستند که تحت تأثیر یک میدان استرس انقباضی ایجاد شده و منجر به ایجاد گسل‌های امتدادلغز و شکستگی‌های کششی شده است. عامل این استرس انقباضی را می‌توان بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس و در نتیجه تصادم ورقه‌های ایران و توران دانست که باعث فرورانش قطعه لیتوسفری ایران به زیر قطعه لیتوسفری توران گردیده است (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱).

چین‌ها تقریباً در تمامی انواع سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. چین‌های موجود در مشهد عمدتاً از نوع برگشته و خوابیده هستند، که وجودشان مرتبط با فعالیت گسل‌های تراستی و حرکات ورقه‌های رورانده می‌باشد. برگشتگی تمامی آنها به سمت جنوب - جنوب‌غرب و شیب سطح محوری آنها به سمت شمال - شمال‌شرق است (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱).

حاشیه‌های شمالی و جنوبی کوه‌های بینالود شدیداً تکتونیزه و گسلیده می‌باشند. در بخش میانی که به عنوان فیلیت‌های مشهد معرفی شده، به دلیل انعطاف‌پذیری، خردشدگی و گسل‌خوردگی فیلیت‌ها نسبت به واحدهای دیگر به مراتب کمتر است. از سوی دیگر حاشیه شمالی بینالود که دقیقاً منطبق با مرز برخوردی ورقه‌های ایران و توران بوده، دچار آشفتگی سنگ‌شناسی و ساختمانی زیادی شده است، در این بخش و نیز در حاشیه جنوبی، گسل‌های نرمال و تراستی را می‌توان مشاهده نمود. قاعدتاً در یک زون برخوردی قاره - قاره که نیروها از نوع فشارش هستند، بایستی گسل‌ها از نوع تراستی باشند و چنانچه گسل‌های نرمالی دیده شوند، باید در جهت عمود بر محور اصلی استرس قرار بگیرند، در حالیکه گسل‌های نرمال بینالود دقیقاً به موازات زون برخورد قاره‌ها و موازی گسل‌های تراستی می‌باشند، این موضوع چنین توجیه می‌شود که در برخی از قسمت‌های پوسته‌قاره‌ای،

نیروهای کششی حاصل از قطعه فرورونده پوسته اقیانوسی پالئوتتیس، هنوز هم اعمال می‌گردد (علوی، ۱۹۹۱).

درزه‌ها یکی از ساخت‌های متداول موجود در کلیه سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی موجود در منطقه می‌باشند که حاصل رفتار شکننده سنگ در قبال نیروهای وارده بر آن است.

گسل شاندیز - سنگ‌بست مهمترین گسل منطقه مورد مطالعه می‌باشد. گسل مزبور که یکی از مهمترین گسل‌های موجود در قسمت شمالی ارتفاعات بینالود است، جداکننده بقایای پالئوتتیس و مجموعه توربیدایتی همراه آن یا محدوده مفصلی از زون بینالود است. این گسل تراستی بوده و جهت راندگی در آن از شمال - شمال‌شرق به سوی جنوب - جنوب‌غرب می‌باشد. در محدوده منطقه درخت‌توت رسوبات کنگلومرایی کرتاسه پایینی روی گسل فوق را می‌پوشانند، در حالیکه در نقاط دیگر این گسل بقایای پالئوتتیس را بر روی کنگلومرای ژوراسیک رانده است. بنابراین سن فعالیت گسل شاندیز - سنگ‌بست را می‌توان پس از رسوب‌گذاری ژوراسیک و قبل از تشکیل رسوبات کنگلومرایی کرتاسه در نظر گرفت (علوی، ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱).

۲-۱۰- بحث

در این فصل نتیجه‌ای که از تحقیقات و مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی حاصل شده به صورت خلاصه مطرح می‌گردد. لازم به ذکر است که نمی‌توان با مطالعه بخش محدودی از این منطقه نظری قاطع و مدلی کامل پیرامون منطقه ارائه نمود. آنچه که از تحقیقات منطقه‌ای فوق برداشت می‌گردد این است که :

در جنوب، غرب و شمال‌غرب مشهد یک مجموعه شامل رسوبات پالئوزوئیک و سنگ‌های دگرگون شده تریاس با جهت جنوب‌شرق - شمال‌غرب به صورت یک زون تحت تأثیر وقایع تکتونیکی صعود نموده و رخنمون پیدا کرده است. دگرگونی ناحیه‌ای این سنگ‌ها در تریاس صورت پذیرفته و در ضمن دگرگونی، توده‌های گرانیتوئیدی به این نوار دگرگونی تزریق شده‌اند. در طی دگرگونی و پلوتونیسم نیروهای فشارشی مورب باعث حرکات امتدادلغز در راستای گسل‌ها گردیده است تا جائیکه در سنگ‌های دگرگونی شیستوزیته لغزشی بوجود آورده و نیز گرانیتوئیدها را میلونیتی نموده‌اند. در این زون برشی باقیمانده یک ورقه اقیانوسی فرارانده شده (قبل از پلوتونیسم) به صورت سنگ‌های اولترامافیک کم و بیش سرپانتینی شده به بازالت‌های بالشی با ترکیب تولئیتی دیده می‌شود.

اختصاصات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه از خصوصیات یک شیار قاره‌ای حکایت می‌کند که در پرمین آغاز شده، پس از تشکیل گرابن‌های متعدد، رسوبات داخل آنها در نتیجه فرونشینی و تعادل حرارتی بدون تغییر شکل و به صورت هم‌فشار، دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار پائین- دمای بالا را تحمل نموده است. پس از تشکیل پوسته اقیانوسی بین دو ورقه توران و ایران، پوسته اقیانوسی باقیمانده بر روی قاره رانده شده است. در نتیجه برخورد دو ورقه با یکدیگر، سنگ‌های زون برخورد (در محل نوار دگرگونی) متحمل دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار پائین - دمای بالا شده و به حداکثر دگرگونی تغییر شکل پیدا کرده‌اند، به صورتیکه از دگرگونی ضعیف قبلی اثری دیده نمی‌شود. این رسوبات که غالباً پلیتی و کمتر آهکی هستند، به نسبت فشار و دمای وارده به اسلیت، فیلیت، شیست‌های آندالوزیت، استارولیت و ندرتاً سیلیمانیت‌دار تبدیل شده‌اند.

فصل سوم

پتروگرافی و ژئوشیمی

مقدمه

در این فصل با توجه به هدف اصلی این تحقیق مبنی بر مطالعه منشأ مگاکریست‌های گارنت در منطقه ده‌نو و حضور کانی گارنت در بخش وسیعی از تشکیلات زمین‌شناسی منطقه، با استفاده از مطالعات صحرایی و کانی‌شناسی به تقسیم‌بندی سنگ‌های نفوذی و دگرگونی در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم. سپس از ترکیب شیمیایی و داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌کل جهت طبقه‌بندی توده نفوذی و بیان تغییرات بین نمونه‌ها، تعیین روندها و سری ماگمایی استفاده می‌گردد و در نهایت به بررسی منشأ و محیط تکتونیکی توده نفوذی مورد مطالعه پرداخته خواهد شد.

بر طبق مطالعات صورت گرفته سنگ‌های نفوذی منطقه مطالعاتی شامل تونالیت و گرانودیوریت می‌باشند و سنگ‌های دگرگونی در سه گروه کلی شیست، هورنفلس و اسکارن قرار می‌گیرند. جهت اشراف بیشتر به ارتباط بین سنگ‌های مختلف در منطقه، نقشه پراکندگی سنگ‌های آذرین و دگرگونی ناحیه ده‌نو در نقشه زمین‌شناسی منطقه آورده شده است (شکل ۳-۱).

پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری، به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، نسبت به تهیه مقاطع نازک صیقلی اقدام شد. مقاطع نازک با استفاده از چسب رزین[1] تهیه و به وسیله میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه تهران مورد مطالعه قرار گرفتند.

آنالیزهای کمی میکروپروب مورد استفاده در این فصل در تابستان و پاییز سال ۱۳۸۷، توسط آقای دکتر هیروشی کاواباتا[2]، در مؤسسه مطالعه تحولات کره زمین[3] در کشور ژاپن و با استفاده از دستگاه میکروپروب JEOL مدل JXA-8800 (WDS) و JXA-8500F، تحت انرژی ۱۵kV، شدت جریان ۱۵nA و با استفاده از نمونه‌های استاندارد برای عناصری که نتیجه آنها در این فصل آورده شده، انجام گردید.

الف- پتروگرافی

۳-۱- سنگ‌های آذرین درونی

مطالعه پتروگرافی سنگ‌های آذرین به منظور شناخت بهتر کانی‌ها و تغییراتی که احتمالاً در سنگ‌های دگرگونی پیرامون خود ایجاد نموده‌اند، انجام می‌پذیرد. به عقیده میرنژاد (۱۳۷۰) گرانیتوئیدهای مشهد به سه دسته تقسیم می‌شوند:

۱- هورنبلند بیوتیت تونالیت؛

[1] Resin
[2] Hiroshi Kawabata
[3] IFREE (Institute for Research on Earth Evolution)

۲- لوکوگرانیت دو میکایی؛
۳- گرانودیوریت‌ها.

تونالیت‌ها به صورت توده نفوذی مجزایی در منطقه ده‌نو مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها به گفته مجیدی (۱۹۷۸) جزء توده‌های مزوکرات و فاز ماگمایی gr^1 محسوب می‌شوند، بنابراین از لحاظ سنی قدیمی‌ترین فازهای ماگمایی پرمین به شمار می‌آیند. به عقیده کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۶)، هورنبلندبیوتیت تونالیت‌های ده‌نو قدیمی‌ترین سنگ‌های نفوذی تزریق شده در داخل دگرگونی‌ها و فلیش‌های منطقه هستند که بعد از اولین دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک جایگیری یافته‌اند. گسترش عمده این سنگ‌ها در جنوب، غرب تا شمال‌غرب مشهد، یعنی نواحی کوهسنگی، وکیل‌آباد، بندگلستان، ده‌نو و دیزر می‌باشد، که این تحقیق در مجموعه تونالیتی ده‌نو صورت گرفته است.

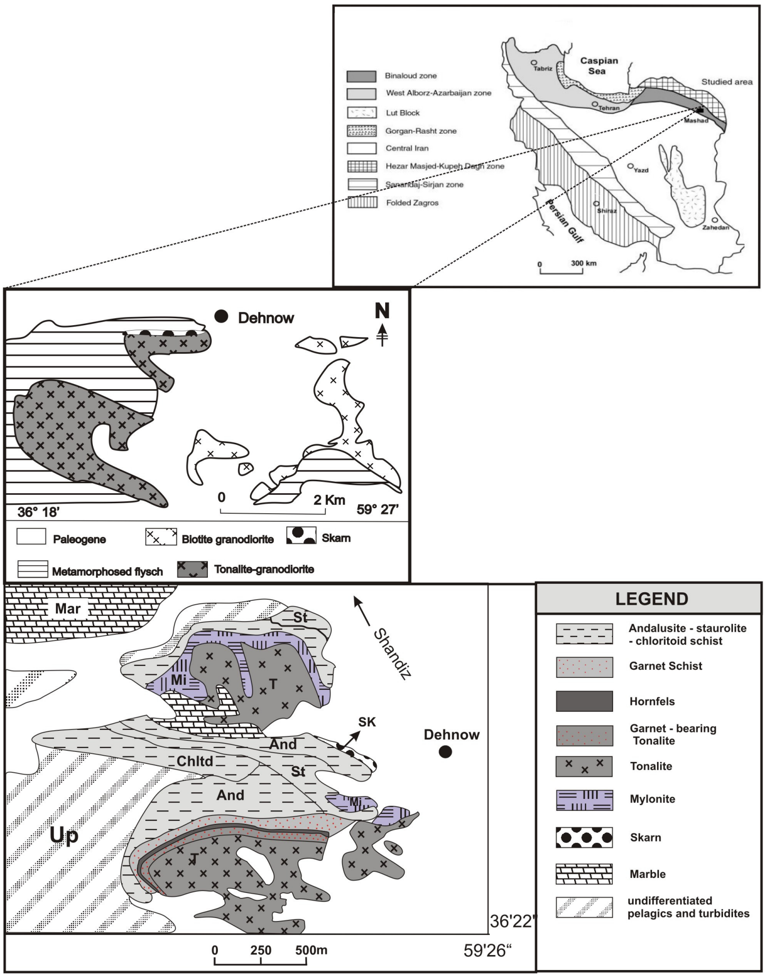
۳-۱-۱- مشخصات صحرایی تونالیت

نخستین بار فوم‌رات[1](۱۸۶۴) نام تونالیت را برای سنگ‌های ناحیه مونته آداملو[2] به‌کار برده است (میدلموست[3]، ۱۹۸۵). وی بیان نمود که تونالیت‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز و کوارتز همراه با کانی‌های مافیک و مقدار کمتری آلکالی‌فلدسپار تشکیل شده‌اند. در نمونه سنگ مذکور درصد کانی‌ها به قرار زیر بود: ۵۵-۵۰ درصد پلاژیوکلاز با منطقه بندی عادی (An_{41-63})، ۱۵ تا ۲۰ درصد کوارتز، ۵ درصد آلکالی فلدسپار، ۲۵ درصد کانی‌های مافیک و مقادیر فرعی اکسیدهای آهن و تیتان، اسفن و آپاتیت. اگر ترونجمیت را که نوعی لوکوتونالیت است مستثنی کنیم، درمی‌یابیم که مقدار کانی‌های مافیک در اغلب تونالیت‌ها بیش از گرانودیوریت و گرانیت‌ها است. کانی‌های مافیک معمول در تونالیت‌ها، بیوتیت و هورنبلند هستند. ممکن است کلینوپیروکسن (عموماً اوژیت) هم وجود داشته باشد که معمولاً با بیوتیت یا هورنبلند محصور شده است. کانی‌های فرعی بارز تونالیت‌ها عبارتند از آلکالی فلدسپار، آلانیت، آپاتیت، اکسیدهای آهن و تیتان، گارنت، مسکوویت، پیریت، اسفن و زیرکن.

تونالیت‌های بیوتیت‌دار مزوزوئیک ده‌نو با رنگ خاکستری روشن در زون محوری چین‌های نسل‌دوم (معززلسکو و پلیمر، ۱۹۸۰) در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی کم تا نسبتاً بالا و سنگ‌های کربناته جایگیری یافته‌اند (شکل ۳-۱). تونالیت‌های غنی از مگاکریست‌های گارنت در شمال توده‌گرانیتی و در کنتاکت با هورنفلس‌ها و پلیت‌های غنی از آهن و آلومینیم مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱). در حاشیه توده

[1] Vom Rath
[2] Monte Adamello
[3] Middlemost

تونالیتی گارنت فراوان‌تر است، به‌طوریکه فراوانی مگاکریست‌های گارنت با افزایش فاصله از کنتاکت کم می‌شود. لایه‌بندی ضعیفی در قسمت‌هایی از توده تونالیتی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲) که نشانه‌ای از تأثیر دگرگونی‌های ناحیه‌ای بعدی بر روی مجموعه نفوذی منطقه می‌باشد.



شکل ۳-۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

(اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طرقبه، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۳۸۰)

شکل ۳-۲: نمایی از سنگ‌های تونالیتی منطقه ده‌نو که به رنگ خاکستری و دانه متوسط می‌باشند.

۳-۱-۲- مشخصات میکروسکوپی تونالیت

در بررسی میکروسکوپی، توده تونالیتی ده‌نو دانه متوسط می‌باشد و اندازه متوسط دانه‌ها در حدود یک میلیمتر است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده تونالیت؛ پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آلکالی فلدسپار و هورنبلندسبز می‌باشند و به مقدار کم پیروکسن (اوژیت) نیز در آنها مشاهده می‌شود. با توجه به قرارگیری پیروکسن‌ها در میان هورنبلندهای زمینه، کانی پیروکسن مقدم‌تر از هورنبلند تشکیل شده است. این تونالیت‌ها در حاشیه توده دارای مگاکریست‌های فراوان گارنت هستند که توسط بیوتیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز بطور متناوب و با منطقه‌بندی مشخص پتروگرافی احاطه شده‌اند. بافت موجود در این سنگ‌ها نیمه شکل‌دار دانه‌ای (گرانولار) می‌باشد (شکل ۳-۳).

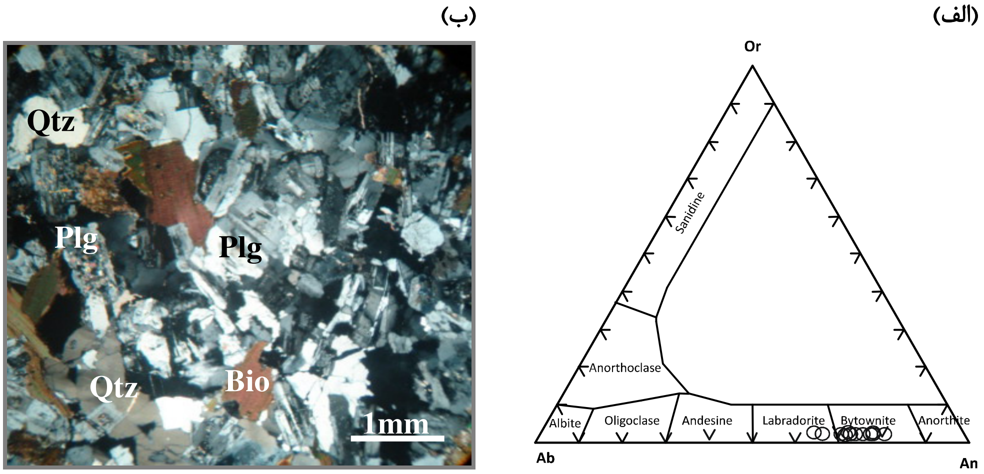
شکل ۳-۳: نمایی از مقطع میکروسکوپی (PPL[1]) تونالیت منطقه ده‌نو.

در ادامه به بررسی دقیق‌تر کانی‌های موجود در این توده براساس مطالعات میکروسکوپی و نتایج آنالیز ژئوشیمیایی پرداخته می‌شود.

[1] PPL = Plane Polarized light

۳-۱-۲-۱- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها ۴۵ تا ۵۰ درصد سنگ را تشکیل داده و به‌صورت نیمه خودشکل[1] تا خودشکل[2] و دارای ماکل پریکلین و کارلسباد هستند. پلاژیوکلازها با ابعاد متوسط سه میلیمتر، دارای منطقه‌بندی نرمال تا نوسانی بوده و عمدتاً از نوع پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، An_{65-80} (بیتونیت و لابرادوریت) می‌باشند (شکل ۳-۴- الف). نتایج آنالیز این کانی در جداول پیوست شماره هفت آورده شده و محاسبه فرمول ساختاری آن بر اساس هشت اتم اکسیژن و با استفاده از روش دییر[3] و همکاران (۱۹۶۲) انجام گرفته است. درجات گوناگون سردشدن یا کاهش درجه اشباع مذاب، همراه با نرخ آهسته انتشار Al و Si در ماده مذاب و بلورهای پلاژیوکلاز می‌تواند عامل منطقه‌بندی پیچیده پلاژیوکلازها در نظر گرفته شود. تعدادی از پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند و بیشترین دگرسانی در مرکز آنها صورت گرفته است (شکل ۳-۴- ب).



شکل ۳-۴: (الف) تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها (برگرفته از دییر و همکاران، ۱۹۶۲)، (ب) تصویر مقطع میکروسکوپی (XPL[4]) پلاژیوکلازهای موجود در تونالیت منطقه مورد مطالعه.

۳-۱-۲-۲- کوارتز

۲۰ تا ۲۵ درصد از حجم سنگ را کوارتزهای بی‌شکل با ابعاد متغیر، بافت موزاییکی و دارای خاموشی موجی همراه با ادخال‌های پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۴- ب). کوارتزها ساختار تغییر شکل

[1] Subhedral
[2] Euhedral
[3] Deer
[4] XPL = X Polarized light

یافته داشته و در برخی از موارد ادخال‌های سیال[1] در آنها توسط پلیمر و معزز لسکو (۱۹۸۰) گزارش شده است. این کانی به صورت تجمعی از بلورهای ریز در میان سایر کانی‌ها دیده می‌شود.

۳-۱-۲-۳- بیوتیت

بیوتیت‌ها با فراوانی نسبی ۱۵ تا ۲۰ درصد، به‌صورت نیمه خودشکل با اندازه تقریبی دو تا سه میلیمتر و به‌صورت بی‌شکل با اندازه یک میلیمتر دیده می‌شوند. چندرنگی قوی از قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره و بافت پویکیلیتیک نشان داده و به صورت دسته‌هایی از دانه‌های کوچک در پیرامون گارنت و آمفیبول با ادخال‌هایی از کوارتز، پلاژیوکلاز و زیرکن مشاهده می‌شوند، که نمایانگر تقدم تبلور این کانی‌ها نسبت به بیوتیت می‌باشد (شکل ۳-۵- الف). در نمونه‌های مورد مطالعه بیوتیت‌های کلریتی شده و در تعدادی از نمونه‌ها هم‌رشدی بیوتیت و آمفیبول را نیز مشاهده می‌کنیم (شکل ۳-۶). کلریت از واکنش آبگیری در دمای پایین سیلیکات‌های آهن- منیزیم‌دار مانند بیوتیت، آمفیبول و گارنت بوجود می‌آید. بیوتیت نزدیکترین کانی به کلریت است و از جایگزینی یک لایه بروسیتی به جای پتاسیم در بیوتیت ایجاد می‌شود. در اصل در اثر تجزیه هیدروترمال بیوتیت، کلریت و اکسید آهن ایجاد می‌شوند. همچنین می‌دانیم که آمفیبول و بیوتیت کانی‌های پنوماتوژن حرارت بالا هستند که در ساختمان آنها آب و مواد فرار وجود دارد. در اثر بالا رفتن فوگاسیته H_2O در هنگام تشکیل ماگما امکان تشکیل کانی‌های آبدار فراهم می‌شود. در سنگ‌های آذرین با استفاده از بافت پویکیلیتیک می‌توان روند تبلور را تعیین کرد. به این ترتیب که اگر یک کانی، کانی دیگر را در بر گرفته باشد، کانی بزرگتر دیرتر تشکیل شده است. البته گاهی این موضوع صحت ندارد. دراینجا حضور بیوتیت در زمینه آمفیبول می‌تواند با تأثیر سیالات هیدروترمال در ارتباط باشد.

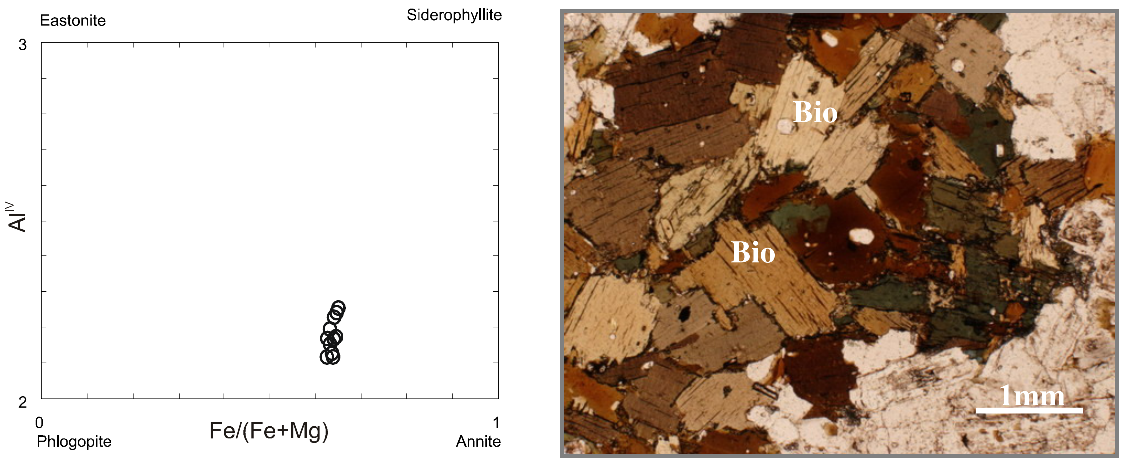
قرار گرفتن کوارتز، پلاژیوکلاز و زیرکن در داخل بیوتیت سبب تشکیل بافت پویکیلیتیک شده است که تقدم تبلور این کانی‌ها را نسبت به بیوتیت نشان می‌دهد. بیوتیت همچنین بصورت دسته‌هایی از دانه‌های کوچک در پیرامون گارنت و آمفیبول قرار گرفته است که نشان دهنده تأخیری بودن بیوتیت‌های ریز دانه نسبت به گارنت و آمفیبول می‌باشد.

بر اساس قوانین بوون[2] در تونالیت‌ها، کانی آمفیبول پس از پیروکسن و قبل از بیوتیت متبلور می‌گردد. به عقیده محققین در ماگماهایی با فوگاسیته اکسیژن پایین و میزان K_2O متوسط، بیوتیت می‌تواند پس

[1] Fluid inclusion
[2] Bowen

از کلینوپیروکسن و قبل از آمفیبول تشکیل گردد (هوتینگتون[۱]، ۱۹۷۹)، که خود دلیلی برای ایجاد بافت پویکیلیتیک حاصل از احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول است. بیوتیت‌ها دارای ترکیب آهن و منیزیم‌دار بوده و در دیاگرام طبقه‌بندی میکاها عمدتاً در حاشیه نزدیک به گوشه آنیت قرار می‌گیرند (شکل ۳- ۵- ب).

بیوتیت‌ها در هنگام دگرسانی به کلریت سبزرنگ، مسکوویت و اکسیدآهن تبدیل شده‌اند. مسکوویت‌هایی که به صورت هم‌رشدی با بیوتیت دیده می‌شوند، در اثر مصرف شدن بیوتیت تشکیل شده‌اند (اسپیر[۲]، ۱۹۸۴). گروهی از محققین نیز تشکیل مسکوویت در گرانیت‌ها را به علت تخریب بیوتیت بر اثر تغییر فشار H_2O ذکر کرده‌اند (کلارک[۳]، ۱۹۸۱). محاسبه فرمول ساختاری بیوتیت‌ها بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن صورت پذیرفته است (جداول پیوست شماره ۶).



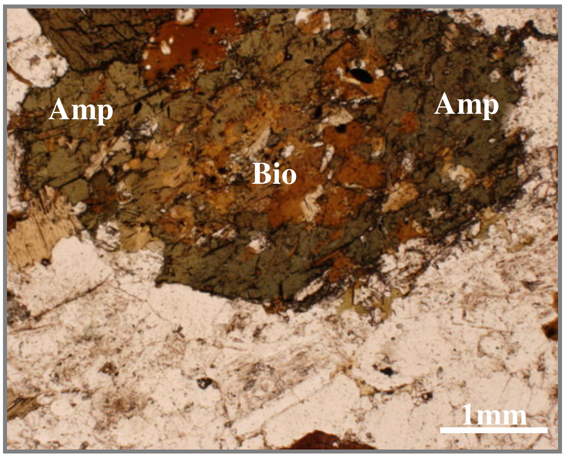
شکل ۳-۵: (الف) تصویر مقطع میکروسکوپی (PPL) بیوتیت‌های موجود در تونالیت منطقه موردمطالعه، (ب) ترکیب بیوتیت‌های موجود در تونالیت‌های دەنو در نمودار تقسیم‌بندی میکاها (برگرفته از اسپیر، ۱۹۸۴).

۳-۱-۲-۴- آمفیبول

بلورهای آمفیبول با اندازه تقریبی سه میلیمتر، هم اندازه و تقریباً منشوری شکل با فراوانی نسبی یک تا سه درصد می‌باشند که چندرنگی نشان می‌دهند. برخی از آمفیبول‌ها در هنگام دگرسانی به بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. حضور بیوتیت در زمینه آمفیبول می‌تواند ناشی از تأثیر H_2O در اثر پدیده متاسوماتیسم تفسیر گردد. تعدادی از بلورهای آمفیبول بافت پویکیلیتیک داشته و دارای ادخال‌هایی از

1 Hottington
2 Spear
3 Clarck

کوارتز و پلاژیوکلاز می‌باشند که احتمالاً در مسیر کانال‌های باریکی که بعداً در هورنبلند ایجاد شده است بوسیله نفوذ H_2O، تحت فشار ایجاد شده‌اند (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶: تصویر مقطع میکروسکوپی (PPL) آمفیبول‌های موجود در تونالیت منطقه موردمطالعه.

نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها در جداول ۳-۱ و ۳-۲ آورده شده است. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۳ کاتیون بوده و با استفاده از روش لیک[1] و همکاران (۱۹۹۷) انجام گرفته است. مقدار Fe^{3+} نیز به روش استوکیومتری[2] دروپ[3] (۱۹۸۷) بدست آمد (پیوست شماره ۵).

به لحاظ اهمیت و کاربرد کانی آمفیبول در مطالعات ژئوترمومتری و ژئوبارومتری توده تونالیتی ده‌نو، در ادامه به طور مفصل به بررسی ترکیب شیمیایی این کانی پرداخته می شود.

طبقه‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس سازنده‌های شیمیایی موجود در فرمول استاندارد آمفیبول، یعنی $AB_2C_5{}^{VI}T_8{}^{IV}O_{22}(OH)_2$ استوار می‌باشد. سازنده‌های فرمول فوق به صورت قراردادی با حروف T، C، B، A و OH که معرف سایت‌های بلورشناختی زیر در یک واحد فرمولی هستند، توصیف می‌شوند:

A: یک سایت با عدد کئوردیناسیون ۱۰ تا ۱۲؛

B: دو سایت اکتائدری تا هگزائدری M_4؛

C: مجموعه‌ای از پنج سایت متشکل از دو سایت M_1، دوسایت M_2 و یک سایت M_3؛

T: متشکل از هشت سایت تترائدری؛

و OH: دو سایت.

[1] Leake
[2] Stoichiometry
[3] Droop

یون‌های حاضر در سایت‌های فوق عبارتند از:
k فقط در A، Na در A یا B؛ Ca فقط در B؛ یون‌های Fe^{2+}، Mg، Li، Mn^{2+} و بندرت یون‌هایی با اندازه مشابه مانند Co، Ni، Zn در C یا B؛ یون‌های Al و Fe^{3+} و بندرت Mn^{3+} و Cr^{3+} فقط در C؛ یون‌های دارای ظرفیت بالا شامل Ti^{4+} در C یا T، Zr^{4+} فقط در C، و Si فقط در T. آنیون‌ها: O، Cl، F، OH.

طبق نظر لیک و همکاران (۱۹۹۷)، در محاسبه فرمول استاندارد آمفیبول‌ها موارد زیر می‌بایست رعایت شوند:

۱- مجموع سایت T برابر هشت است که این مقدار به ترتیب از Si، Al و یا Ti تأمین می‌شود. به منظور سادگی در طبقه‌بندی، Fe^{3+} به سایت T اختصاص داده نمی‌شود. مقادیر عادی جانشینی برای Si، دو می‌باشد اگرچه ممکن است مقدار آن از این حد تجاوز نماید؛
۲- مجموع سایت C برابر پنج است که از مقادیر باقیمانده Al و Ti از مرحله یک و سپس به‌ترتیب از Zr، Cr^{3+}، Fe^{3+}، Mn^{3+}، Mg، Fe^{2+}، Mn^{2+} و دیگر یون‌های تیپ L^{2+} و در نهایت Li تأمین خواهد شد؛
۳- مجموع سایت B برابر دو است که از مقادیر باقیمانده Fe^{2+}، Mn^{2+}، Mg و Li از مرحله سوم و سپس از Ca و Na تأمین می‌شود؛
۴- مقدار باقی‌مانده Na از مرحله سوم به سایت A منتقل و سپس مقادیر K نیز اضافه می‌گردد. مقدار کل این سایت بین صفر تا یک است.

پس از محاسبه فرمول ساختاری استاندارد و تبدیل اعداد از "درصد وزنی اکسید" به "اتم در فرمول[1]" می‌توان از آن جهت طبقه‌بندی آمفیبول‌ها و نیز سایر محاسبات نظیر فشار و دماسنجی استفاده نمود.
بر اساس تقسیم‌بندی لیک و همکاران (۱۹۷۷) آمفیبول‌های کلسیک به چهار گروه زیر تقسیم شده‌اند:

a) $(Na+K)_A \geq 0.5, Ti < 0.5$
b) $(Na+K)_A \geq 0.5, Ti > 0.5$
c) $(Na+K)_A < 0.5, Ca_A < 0.5$
d) $(Na+K)_A < 0.5, Ca_A \geq 0.5$

[1] atom per formula unit = a.p.f.u.

بر این اساس، از آنجایی که مقدار Ti آمفیبول موجود در تونالیت‌ها کمتر از ۰/۵ و میزان $(Na+K)_A<0.5$ می‌باشد، لذا آمفیبول‌های مربوط به تونالیت‌های ده‌نو به گروه (c) تعلق دارند. همچنین $Fe_{total}/(Fe_{total}+Mg)$ مابین ۰/۵ تا ۰/۶ و $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ کمتر از ۰/۵ می‌باشد.

علاوه بر این لیک و همکاران (۱۹۹۷) آمفیبول‌ها را به چهار گروه تقسیم نموده‌اند:

الف: وقتی $(Ca+Na)<1.00$ و $(Mg+Fe+Mn+Li)\geq 1.00$ باشد، آمفیبول جزء گروه آمفیبول‌های منیزیم، آهن، منگنز و لیتیم‌دار خواهد بود؛

ب: وقتی $(Ca+Na)\geq 1.00$ و $Na_B<0.5$ باشد، آنگاه آمفیبول جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک خواهد بود. در این حالت اغلب و نه به‌طور همیشگی $Ca>1.00$ می‌باشد؛

ج: وقتی $(Ca+Na)_B\geq 1.00$ و مقدار Na_B بین ۰/۵ تا ۱/۵ باشد، آنگاه آمفیبول جزء گروه آمفیبول‌های سدیک - کلسیک خواهد بود؛

د: وقتی $Na\geq 1.5$ باشد، آنگاه آمفیبول جزء آمفیبول‌های گروه سدیک خواهد بود.

به این ترتیب مشاهده می‌شود که آمفیبول‌های مورد مطالعه در این تحقیق در گروه (ب) قرار گرفته و جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک محسوب می‌شوند. آمفیبول‌های کلسیم‌دار شامل ترمولیت، هورنبلند معمولی، چرماکیت، اِدنیت و پارگازیت هستند. به اعتقاد دیپر و همکاران (۱۹۹۱) کانی‌های اِدنیت و پارگازیت می‌توانند به ترتیب از ترمولیت و هورنبلند معمولی مشتق شوند، به شرطی که Na در موضع A و مقداری Al به جای Si جایگزین گردد.

نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های موجود در تونالیت ده‌نو در جدول ۳-۱ آورده شده است. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۳ کاتیون و با استفاده از روش لیک و همکاران (۱۹۹۷) انجام گرفته است. مقدار Fe^{3+} نیز به روش استوکیومتری دروپ (۱۹۸۷) بدست آمده است (جدول ۳-۲).

جدول ۳-۱: نتایج آنالیز میکروپروب مربوط به فرو هورنبلندهای موجود در تونالیت دهنو (بر حسب wt%).

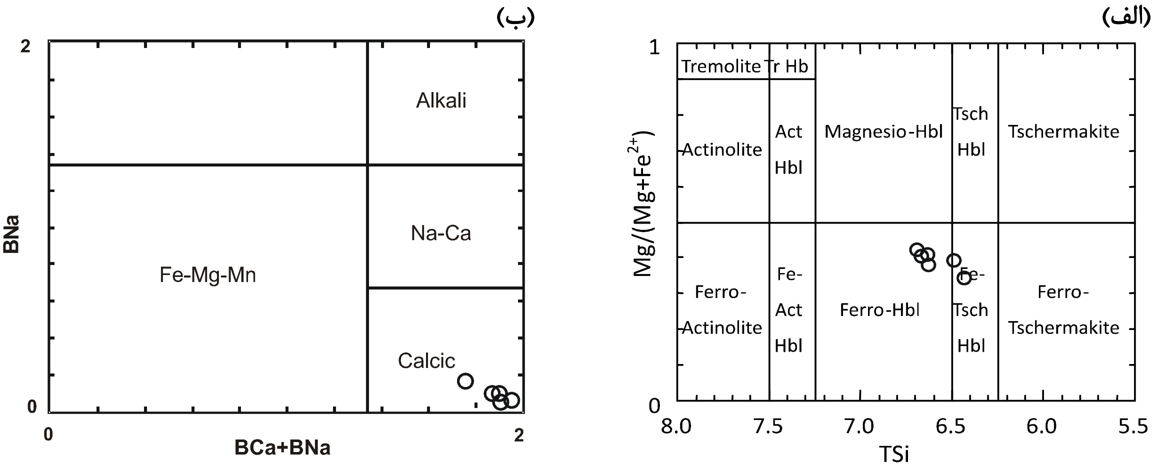
Sample	573	574	605	606	607	608	610	611	612	613	614	617
SiO_2	43.13	42.30	43.56	43.08	43.43	44.37	43.33	42.81	43.05	43.38	42.85	43.17
TiO_2	1.02	1.05	1.08	1.11	0.96	0.90	1.07	1.05	1.02	0.99	1.01	0.99
Al_2O_3	10.90	11.49	10.91	11.22	11.35	10.20	11.30	11.16	10.98	10.88	10.84	10.90
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe_2O_3	4.38	4.33	3.69	3.39	4.00	3.46	3.80	4.26	4.29	5.22	4.45	4.71
FeO	16.81	16.60	16.58	16.79	16.24	16.18	16.38	16.33	16.15	15.05	15.73	15.78
MnO	0.65	0.64	0.64	0.66	0.62	0.63	0.66	0.64	0.62	0.62	0.62	0.65
Na_2O	1.00	0.98	0.97	1.11	0.98	0.86	1.12	1.07	1.07	1.34	1.00	0.99
K_2O	1.04	1.17	1.11	1.16	1.07	0.89	0.96	1.05	1.04	0.94	0.98	0.97
H_2O*	1.97	1.96	1.98	1.97	1.99	1.98	1.98	1.97	1.97	1.98	1.97	1.98
Total	99.61	99.21	99.69	99.51	99.80	99.26	99.49	99.04	99.15	99.43	98.96	99.28

جدول ۳-۲: نتایج محاسبه فرمول ساختاری فروهورنبلندهای موجود در تونالیت دهنو (بر حسب .a.p.f.u).

Sample	573	574	605	606	607	608	610	611	612	613	614	617
Si	6.55	6.46	6.59	6.54	6.55	6.71	6.56	6.53	6.55	6.56	6.53	6.55
Ti	0.12	0.12	0.12	0.13	0.11	0.10	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11
Al^{iv}	1.45	1.54	1.41	1.46	1.45	1.29	1.44	1.47	1.45	1.44	1.47	1.45
Al^{vi}	0.51	0.53	0.53	0.55	0.57	0.52	0.58	0.53	0.52	0.50	0.48	0.50
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	2.14	2.12	2.10	2.13	2.05	2.04	2.07	2.08	2.05	1.90	2.00	2.00
Fe^{3+}	0.50	0.50	0.42	0.39	0.45	0.39	0.43	0.49	0.49	0.59	0.51	0.54
Mn	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Na	0.29	0.29	0.28	0.33	0.29	0.25	0.33	0.32	0.31	0.39	0.30	0.29
K	0.20	0.23	0.21	0.22	0.21	0.17	0.18	0.20	0.20	0.18	0.19	0.19
OH*	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Total	17.35	17.39	17.35	17.41	17.34	17.30	17.35	17.36	17.36	17.35	17.37	17.33

به این ترتیب مشاهده می‌گردد که با توجه به دیاگرام‌های شکل ۳-۷- الف و ب، ترکیب آمفیبول‌های مربوط به تونالیت‌های دهنو بر اساس نامگذاری IMA (لیک و همکاران، ۱۹۹۷) در دیاگرام ۳-۷- الف از نوع فروهورنبلند[1] است. البته دو نمونه از آمفیبول‌ها تا حدودی در محدوده هورنبلند فروشرماکیتی [2] قرار گرفته‌اند. در دیاگرام ۳-۷- ب نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. از نتایج نامگذاری و مطالعه آمفیبول‌ها در فصل چهارم به منظور مطالعه شرایط فشار تشکیل توده تونالیتی استفاده خواهد شد.

[1] Ferro Hornblende = Fe Hbl
[2] Ferro Tschermakitic Hornblende = Fe – Tsch Hbl



شکل ۳-۷: (الف): تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (برگرفته از روش هاوتورن[1]، ۱۹۸۱)؛ (ب): نمایش ترکیب آمفیبول‌های تونالیت ده‌نو بر روی دیاگرام تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (برگرفته از روش هاوتورن، ۱۹۸۱) [Hbl= Hornblende و Tsch=Tschermakite].

۳-۱-۲-۵- گارنت

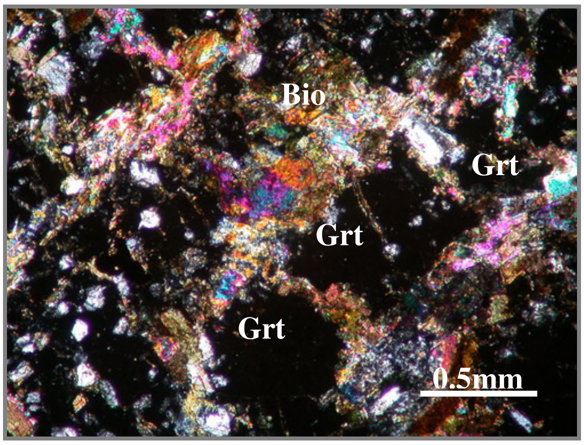
مگاکریست‌های گارنت در درون تونالیت‌های ده‌نو در کنتاکت با هورنفلس دیده می‌شوند. گارنت‌ها در حدود دو سانتیمتر قطر داشته (شکل ۳-۸) و بر اساس آنالیز شیمیایی، عمدتاً از نوع آلماندین و پیروپ می‌باشند. البته به لحاظ اهمیت ترکیب گارنت در این مطالعه، ترکیب شیمیایی این کانی به طور کامل در فصل پنجم بررسی خواهد شد.

در مقاطع میکروسکوپی گارنت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای‌تیره، خود شکل تا نیمه شکل‌دار با قطر سه تا پنج میلیمتر هستند که مرز خارجی در بلورهای بی‌شکل نامنظم است (شکل ۳-۹). گارنت‌ها همـوزن نبوده و منطقه‌بندی نشان می‌دهند و دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و پلاژیوکلاز ریزدانه می‌باشند. کانی‌های اپک (ایلمنیت) نیز به مقدار اندک در داخل گارنت مشاهده می‌شوند. دانه‌های گارنت توسط کانی‌های ریزدانه شامل بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز احاطه شده‌اند.

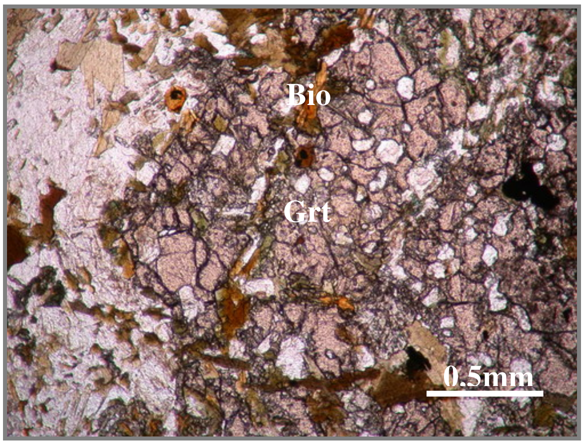
[1] Hawthorne

شکل ۳-۸: تصویر گارنت موجود در تونالیت ده‌نو با ابعاد حدود یک تا دو سانتیمتر.

(الف)



(ب)



شکل ۳-۹: مقاطع میکروسکوپی گارنت موجود در تونالیت به‌صورت (الف) تصویر XPL و (ب) تصویر PPL، که دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز می‌باشند.

۳-۱-۲-۶- سایر کانی‌ها

علاوه بر کانی‌های نام‌برده اپیدوت، کلریت، کانی‌های اپک (ایلمنیت)، زیرکن به صورت ادخال در بیوتیت‌ها با هاله پلئوکروئیک و آپاتیت نیز به صورت منفرد و یا ادخال درون بیوتیت‌ها در برخی مقاطع به عنوان کانی‌های همراه وجود دارند. کانی‌های ثانوی موجود در تونالیت‌ها شامل مسکوویت، کلریت، اپیدوت و کلسیت بوده که همگی حاصل دگرسانی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند.

۳-۲- سنگ‌های دگرگونی منطقه

علاوه بر سنگ‌های آذرین، سنگ‌های دگرگونی در منطقه مشهد، گسترش زیادی داشته و از لحاظ پدیده‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی بسیار جالب توجه می‌باشند. مجیدی (۱۹۸۱) سن دوونین تا کربونیفر را برای سنگ‌های تشکیل‌دهنده زون دگرگونی مشهد پیشنهاد داده است. با این وجود علوی (۱۹۹۱) مشاهده نمود که مجموعه سنگ‌های رسوبی و افیولیتی دگرگون شده زون مشهد به صورت دگرشیب توسط توالی شامل کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ نابالغ و شیل با سن تریاس‌پسین تا ژوراسیک‌پیشین پوشیده شده‌اند. به این ترتیب وی سن پس از تریاس‌پسین را برای مجموعه سنگ‌های تشکیل‌دهنده زون دگرگونی مشهد پیشنهاد نموده است.

از آنجائیکه هدف این پایان‌نامه بررسی منشأ مگاکریست‌های گارنت موجود در تونالیت ده‌نو می‌باشد. لذا مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرگونی از این جهت که می‌توانند تا حدودی چگونگی جایگیری تونالیت‌ها را روشن نمایند، مورد بحث قرار می‌گیرد.

مجموعه دگرگونی که در ده‌نو رخنمون دارد شامل سنگ‌های دگرگونی غالباً ناحیه‌ای و به مقدار بسیار محدود سنگ‌های دگرگونی مجاورتی است:

(الف) سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای: در منطقه ده‌نو این سنگ‌ها بر اساس مطالعات معین‌وزیری و همکاران (۱۳۸۴)، شامل اسلیت، فیلیت، شیست‌های لکه‌دار، کلریتوئید شیست، گارنت شیست، آندالوزیت شیست، استارولیت آندالوزیت گارنت شیست و استارولیت آندالوزیت شیست می‌باشند. دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه توسط این محققین بررسی شده و حداقل سه فاز اصلی دگرشکلی معرفی شده است. فازهای دگرشکلی باعث تشکیل سه فابریک صفحه‌ای S_1، S_2 و S_3 گردیده‌اند. در اولین مرحله دگرگونی، سنگ‌های پلیتی و رسوبی منطقه در حد رخساره شیست‌سبز دگرگون شده، که شیستوزیته S_1 را ایجاد نموده است و کانی‌های کلریت، مسکوویت و بیوتیت در جهت S_1 جهت یافته شده‌اند. دومین مرحله دگرگونی از مرحله اول شدیدتر بوده و سنگ‌ها را در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون کرده است و شیستوزیته S_2 را در منطقه به وجود آورده است، در این مرحله گارنت، آندالوزیت، کلریتوئید و استارولیت‌های سین‌تکتونیک تشکیل شده‌اند. این مرحله متقارن با گرانیت‌زایی است و به دنبال آن دگرگونی پسرونده[1] که ناشی از فعالیت‌های هیدروترمال بعد از نفوذ توده بوده است، سبب تبدیل گارنت به کلریت، آندالوزیت به مسکوویت یا سریسیت، بیوتیت به کلریت، و استارولیت به کلریت شده است.

[1] retrograde

تبلور کانی‌های آبدار نظیر سریسیت، مسکوویت و بیوتیت بدون جهت‌یافتگی ترجیحی نتیجه تأثیر سیالات پنوماتولیتیک توده‌های نفوذی بر منطقه است. نظر محققین در مورد وجود مسکوویت در این سنگ‌ها را شاید نتوان قبول کرد، زیرا در اثر فشار آب‌های هیدروترمال Fe^{2+} بیوتیت‌ها خارج شده و ترکیب آنها از قطب آنیت دورشده و به قطب فلوگوپیت نزدیک می‌شود.
با کمی دقت در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طرقبه (پورلطیفی و همکاران، ۱۳۸۰) و مشاهده گسل‌های موازی و کانی‌های پس از S_2 و نیز وجود آندالوزیت‌های خردشده که نشانه کشش سنگ میزبان است و همچنین نبود هاله‌ای منظم از هورنفلس در اطراف توده، روشن می‌گردد که حرکات برشی منطقه بصورت هم‌زمان و بعد از تزریق توده‌های نفوذی انجام گرفته است. هرچند پلوتونیسم به تبلور دگرگونی و شدت تغییر شکل کمک کرده اما به نظر می‌رسد که خود مسئول پیشرفت دگرگونی ناحیه‌ای و ذوب‌بخشی پوسته تحتانی و بالایی باشد. صعود این توده‌ها مطمئناً به بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی منطقه کمک کرده است.

(ب) سنگ‌های دگرگونی مجاورتی: این سنگ‌ها درجه پایین دگرگونی در منطقه را نشان می‌دهند. تنها شاهد واضح دگرگونی مجاورتی حضور یک مجموعه دگرگونی در حاشیه توده تونالیتی می‌باشد.

در ادامه این فصل، در ابتدا با توصیف کانی‌های دگرگونی، سنگ‌های دگرگونی ناحیه مجاور توده تونالیتی، با توجه به کانی‌شناسی و سنگ مادر آنها، تقسیم‌بندی شده و بر این اساس، در سه گروه کلی شیست‌ها، هورنفلس و اسکارن مورد بررسی قرار داده می‌شوند:

۳-۲-۱- کانی‌های دگرگونی منطقه

در منطقه مورد مطالعه، متاپلیت‌ها بیشترین گسترش را دارند، که کانی‌های شاخصی مانند کلریت، مسکوویت، بیوتیت، گارنت، کلریتوئید، تورمالین، آندالوزیت، استارولیت و سیلیمانیت در آنها توسط میرنژاد (۱۳۷۰)، ولی‌زاده و کریم‌پور (۱۳۷۴)، هاتفی (۱۳۸۲)، معین‌وزیری و همکاران (۱۳۸۴) و همام (۱۳۸۵) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

۳-۲-۱- ۱- کلریت

در منطقه، کلریت در دگرگونی‌های پیشرونده و پسرونده دیده می‌شود (هاتفی، ۱۳۸۲). کلریت‌های دگرگونی پیشرونده در سنگ‌های درجه پایین همراه با سایر کانی‌های فیلوسیلیکاته، سازنده کلیواژ سنگ می‌باشند. با افزایش درجه دگرگونی از مقدار کلریت کاسته شده تا اینکه به تدریج حذف می‌گردد. این تغییرات نشانه واکنش کلریت برای تشکیل کانی‌های درجه بالاتر دگرگونی است.

۳-۲- ۱-۲- مسکوویت

مسکوویت به‌صورت گسترده در سنگ‌های پلیتی منطقه دیده می‌شود. نسل اول آنها همراه با کانی‌های بیوتیت و کلریت سازنده کلیواژ اصلی سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. نسل دوم این کانی به صورت پرفیروبلاست‌های درشت و متقاطع با کلیواژ اصلی سنگ بوده و بیانگر تبلور پس از کلیواژ اصلی می‌باشند. نسل سوم مسکوویت محصول دگرگونی پیشرونده سریسیت‌های حاصل از دگرگونی قهقرایی آندالوزیت‌ها هستند، بنابراین در پیرامون و داخل بلورهای آندالوزیت متمرکز می‌باشند. به‌نظر می‌رسد که نسل دوم و سوم مسکوویت همزمان با جایگزینی توده‌های نفوذی منطقه تبلور یافته باشند (معین‌وزیری و همکاران، ۱۳۸۴).

۳-۲- ۱-۳- بیوتیت

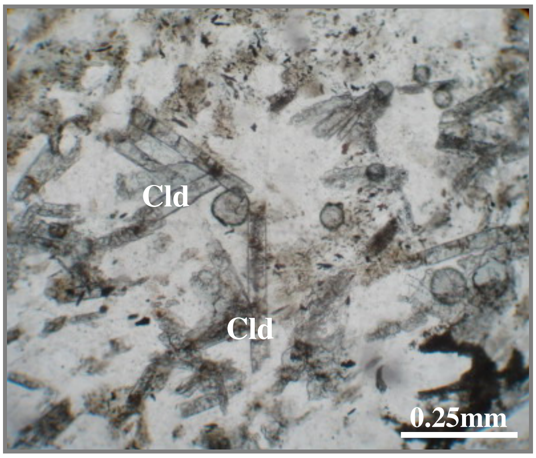
بیوتیت مهمترین کانی در تشکیل کلیواژ موجود در شیست‌های منطقه است. این کانی نیز در دو مرحله متبلور شده است. نسل اول بیوتیت‌ها همراه با مسکوویت و کلریت، سازنده کلیواژ اصلی در سنگ‌های دگرگونی منطقه است و نسل دوم به‌صورت بلورهای درشت در متن سنگ و به‌صورت متقاطع با کلیواژ اصلی سنگ دیده می‌شود (هاتفی، ۱۳۸۲). همزیستی کلریتوئید و بیوتیت بستگی به ترکیب سنگ کل دارد که چنانچه $Fe/(Fe+Mg+Mn)>0.6$ باشد همزیستی این دو کانی امکان‌پذیر است (ونگ[1] و اسپیر، ۱۹۹۱). در نمونه شیست آنالیز شده این ترکیب در حدود ۰/۸ می‌باشد (جدول ۳-۴)، در نتیجه همزیستی این دو کانی امکان‌پذیر است.

۳-۲- ۱-۴- کلریتوئید

کلریتوئید به عنوان کانی شاخص سنگ‌های دگرگونی پلیتی درجه پایین تا متوسط است. کلریتوئیدها در دو سیستم منوکلینیک و تری‌کلینیک متبلور می‌شوند. نوع منوکلینیک در سنگ‌های درجه بالاتر و نوع تری‌کلینیک آن در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین‌تر به‌وجود می‌آیند (هوشک[2]، ۱۹۶۷). پلیمر و معززلسکو[3] (۱۹۷۹) بر اساس آنالیز میکروپروب کلریتوئیدهای ناحیه معجونی را از نوع تری‌کلینیک تشخیص داده‌اند، بنابراین احتمال دارد که کلریتوئیدهای منطقه ده‌نو نیز از نوع تری‌کلینیک باشند (شکل ۳-۱۰).

---

[1] Wang
[2] Hoschek
[3] Plimer and Moazez-Lesco



شکل ۳-۱۰: تصویر مقطع میکروسکوپی (PPL) کلریتوئیدهای موجود در شیست‌های منطقه موردمطالعه.

۳-۲-۱-۵- گارنت

گارنت نامی کلی است که به گروهی از سیلیکات‌های جزیره‌ای با فرمول $A_3B_2(SiO_4)_3$ اطلاق می‌شود. کانی‌های این گروه قابلیت تشکیل محلول‌های جامد را دارند. با توجه به تجزیه نقطه‌ای گارنت‌های منطقه توسط نگارنده با همکاری دکتر کاواباتا در موسسه مطالعه تحولات کره زمین در کشور ژاپن، ترکیب گارنت‌های موجود در شیست‌های منطقه مورد مطالعه به‌صورت محلول جامد آلماندین- اسپسارتین می‌باشد. به لحاظ اهمیت ترکیب گارنت در این تحقیق، ترکیب شیمیایی این کانی به طور مفصل در فصل پنجم بررسی خواهد شد.

در بسیاری از سنگ‌های پلیتی گارنت به خرج کلریت ساخته می‌شود اما طبق نظر زاسمن[1] (۱۹۸۱) در سنگ‌های با آلومینیم بالا گارنت به خرج کلریتوئید و استارولیت نیز می‌تواند تشکیل شود، بنابراین شاید با توجه به بالا بودن آلومینیم در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، که بر اساس تجزیه‌های شیمیایی تأیید می‌شود (جدول ۳-۴)، بعضی از نمونه‌های گارنت در درجات بالاتر و از واکنش کلریتوئید و استارولیت حاصل شده باشند.

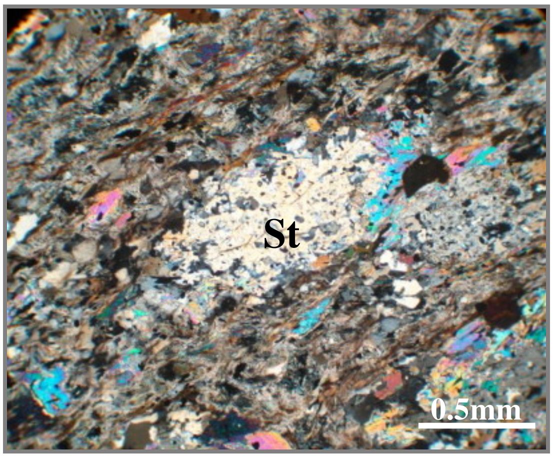
۳-۲-۱-۶- استارولیت

در منطقه مورد مطالعه، استارولیت در نمونه دستی دیده نمی‌شود و تنها در مقاطع میکروسکوپی، سنگ‌های دارای آندالوزیت مشاهده می‌گردد (شکل ۳-۱۱). بر اساس تجزیه‌های شیمیایی استارولیت‌های

[1] Zussman

منطقه غنی از آهن هستند. استارولیت‌های آهن‌دار در محیط‌های دگرگونی تولیدکننده آندالوزیت بیشتر از محیط‌های کیانیت‌زا به‌وجود می‌آیند (کرولیک و کپزینسکاکس[1]، ۱۹۷۳).

وجود سازنده‌های فرعی مانند ZnO باعث تغییر شرایط تشکیل استارولیت می‌شود زیرا استارولیت محل تمرکز خوبی برای ZnO است (آلبی[2]، ۱۹۷۲). بنابراین اگر متاپلیت‌ها دارای مقادیر نسبتاً بالایی از ZnO باشند، تشکیل استارولیت در آنها تسهیل می‌شود، که در شیست‌های آنالیز شده منطقه ده‌نو Zn مشاهده می‌شود (جدول ۳-۴).



شکل ۳-۱۱: تصویر مقطع میکروسکوپی (XPL) استارولیت موجود در شیست‌های منطقه موردمطالعه.

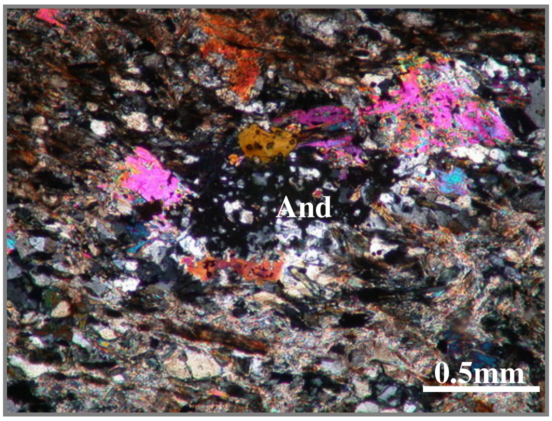
۳-۲-۱-۷- آلومینوسیلیکات‌ها

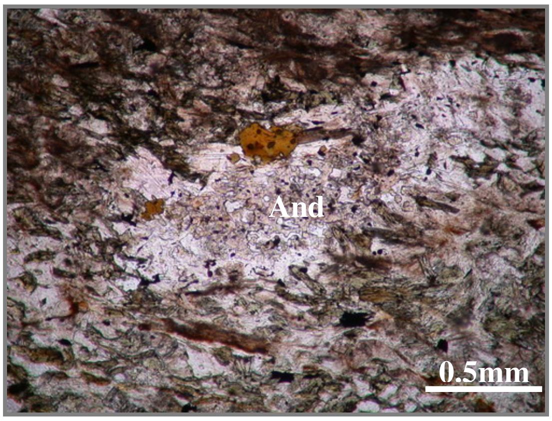
پلی‌مورف‌های سیلیکات آلومینیم به دلیل اهمیت آنها در تعیین شرایط حرارت و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی همواره مورد توجه محققین پترولوژی قرار داشته است. در منطقه مورد مطالعه آندالوزیت با فراوانی بالا (شکل ۳-۱۲) در اندازه‌های مختلف مشاهده می‌گردد. بلورهای آندالوزیت با گسترش فراوان در منطقه غالباً به صورت کیاستولیت هستند که با ادخال‌هایی از کوارتز، اکسیدهای آهن، گارنت و استارولیت دیده می‌شوند (همام و همکاران، ۱۳۸۶). وجود کربن در ساختمان این نوع آندالوزیت با کربن موجود در سنگ‌های رسوبی آلومینوسیلیکاته که احتمالاً از منشأ تشکیلات زغال‌دار بوده‌اند، در ارتباط می‌باشد. این کانی در نمونه‌دستی از ریز تا درشت یافت می‌شود و حتی اثرات سریسیتی شدن ناشی از دگرگونی قهقرایی نیز در آن قابل مشاهده است. طبق نظر زاسمن (۱۹۸۱)، کیاستولیتی شدن مربوط به مراحل اولیه رشد است که کانی قادر نیست خود را از ادخال‌ها آزاد سازد ولی با افزایش درجه

[1] Korolyuk and Kepezhinskan
[2] Albee

دگرگونی از میزان ادخال‌ها کاسته می‌گردد. وی همچنین ظهور آندالوزیت را نتیجه دگرگونی درجه پایین تا متوسط و در فشارهای پایین (LPM[1]) سنگ‌های آرژیلیتی می‌داند که در ابتدا به صورت دانه‌های آنهدرال ظاهرشده ولی به سرعت به شکل یوهدرال و منشوری در می‌آید. با توجه به مطالب فوق و اینکه در منطقه بلورهای آندالوزیت به‌صورت گوناگون (دارای ادخال‌های پراکنده، ادخال‌های منظم و کیاستولیتی) دیده می‌شوند، لذا می‌توان نتیجه گرفت که آندالوزیت‌ها مراحل رشد و تکامل خود را نشان می‌دهند.

(الف) (ب)





شکل ۳-۱۲: تصویر مقطع میکروسکوپی آندالوزیت موجود در شیست‌های منطقه موردمطالعه به صورت (الف) تصویر XPL و (ب) تصویر PPL.

سیلیمانیت پلی‌مورف دیگری از آلومینوسیلیکات‌ها است که در منطقه وجود دارد اما در نمونه دستی دیده نمی‌شود. در این سنگ‌ها سیلیمانیت به صورت منشوری با مرز کاملاً مشخص و مسطح در کنار کانی آندالوزیت دیده می‌شود. طبق نظر آترتون و ناگار[2] (۱۹۷۰) و پیچر و رید[3] (۱۹۶۳) سیلیمانیت‌های منشوری در سنگ‌هایی با بالاترین حرارت به وجود می‌آیند درحالیکه فیبرولیت‌ها در حرارت پایین‌تر تشکیل می‌شوند.

موضوع شرایط پایداری فیبرولیت در مقایسه با معادل دانه‌درشت‌تر آن (سیلیمانیت) همواره مورد سؤال بوده است. به عقیده یاردلی[4] (۱۹۹۵) محدوده پایداری فیبرولیت از سیلیمانیت منشوری بیشتر است. در حالیکه بسیاری از تجربیات آزمایشگاهی مؤید یکنواختی شرایط حرارت و فشار تشکیل فیبرولیت و

---

[1] Low Pressure Metamorphic
[2] Atherton and Naggar
[3] Pitcher and Raed
[4] Yardely

سیلیمانیت هستند، بیشتر شواهد صحرایی منعکس کننده تفاوت در شرایط تشکیل این دو کانی می‌باشند (همام و همکاران، ۱۳۸۶).

درحالت معمولی تشکیل منشورهای سیلیمانیت با ناپایداری آندالوزیت همراه است در حالیکه در نمونه‌های فاقد منشور و دارای فیبرولیت، آندالوزیت می‌تواند پایدار باشد، بنابراین فیبرولیت‌ها در محدوده پایداری آندالوزیت نیز ظاهر می‌شوند (هولداوی و موخوپادهیا[1]، ۱۹۹۳). از طرفی بیوتیت می‌تواند به عنوان کاتالیزور عمل‌کرده و تشکیل سیلیمانیت را تسریع کند (فوستر[2]، ۱۹۹۱). به عقیده همام و قائمی (۱۳۸۶) تشکیل فیبرولیت از بیوتیت در هاله دگرگونی گرانیت مشهد یک واقعه تأخیری در تاریخ دگرگونی و در ارتباط با سیالات اسیدی مشتق شده از توده گرانیتی مشهد بوده است.

۳-۲-۱-۸- تورمالین

تورمالین به عنوان یک کانی سیکلوآلومینات در سنگ‌های دگرگونی منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۳). تورمالین موجود در درون شیست و هورنفلس منطقه با ابعادی در حدود نیم تا یک میلیمتر با رنگ الوان، شکل تقریباً منظم و برجستگی بالا مشاهده می‌شود. بر اساس آنالیز شیمیایی، تورمالین‌های مورد مطالعه از نوع تورمالین‌های آلکالی و شورلیت- دروایت بوده و این مسئله با شواهد پتروگرافی تطابق دارد، که بیانگر تشکیل تورمالین‌ها در یک سنگ رسوبی غنی از Mg، Al، Fe، Ca و Na می‌باشد (صمدی و همکاران، ۱۳۸۸).

شکل ۳-۱۳: تصویر مقطع میکروسکوپی تورمالین (PPL) موجود در شیست‌های منطقه موردمطالعه.

[1] Holdaway and Mukhopadhay
[2] Foster

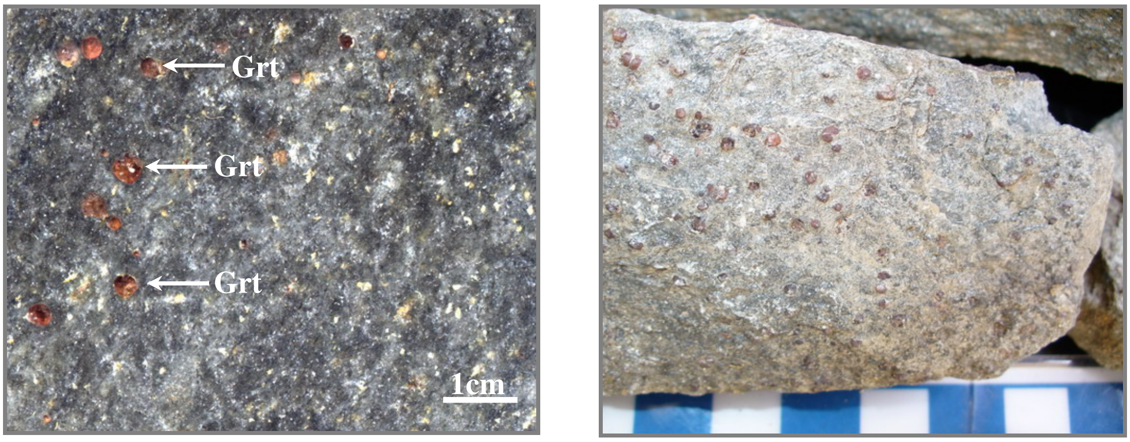
۳-۲-۲- شیست

دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست‌های ریزدانه خاکستری تا سیاه‌رنگ است که با حضور میکاهای بیوتیت، مسکوویت و در برخی نمونه‌ها کلریتوئید، شیستوزیته نشان می‌دهند و شامل گارنت با اندازه‌های مختلف هستند. شیست‌های موجود در مجاور حاشیه توده تونالیتی ده‌نو به‌صورت گارنت‌کلریتوئید شیست، گارنت‌شیست و استارولیت آندالوزیت‌گارنت شیست هستند (شکل ۳-۱۴).

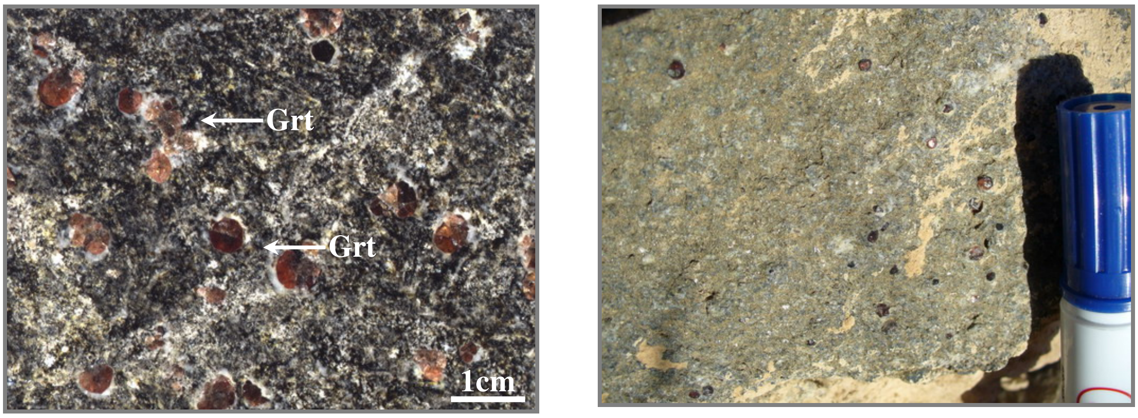
شکل ۳-۱۴: نمایی از شیست‌های مجاور توده تونالیتی در منطقه ده‌نو.

۳-۲-۲-۱- مشخصات صحرایی شیست

- **گارنت‌کلریتوئید شیست**: گارنت کلریتوئید شیست گسترش زیادی در منطقه مورد مطالعه دارد. این بخش چنانچه در شکل ۱-۳ دیده می‌شود در مجاورت با آندالوزیت شیست‌ها قرار دارد. این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری نقره‌ای (شکل ۳- ۱۵) با جلای ابریشمی هستند و درشت بلورهای گارنت قسمت عمده سنگ را تشکیل می‌دهند.
- **گارنت شیست:** گارنت‌شیست‌های درشت‌دانه همراه با پرفیروبلاست‌های گارنت حدوداً در فاصله ۵ تا ۲۰ متری از مرز بین پلیت‌ها و تونالیت قرار دارند (شکل۳-۱۶). این گروه از شیست‌ها در منطقه ده‌نو گسترش کمتری دارند. گارنت‌های آن به رنگ قهوه‌ای با اندازه تقریبی دو میلیمتر به‌خوبی قابل شناسایی هستند.
- **استارولیت‌آندالوزیت‌گارنت شیست**: استارولیت آندالوزیت گارنت شیست‌های موجود در منطقه در مجاورت با شیست‌های کلریتوئیددار قرار داشته و به‌صورت گارنت‌دار و بدون گارنت هستند که در این مطالعه نمونه‌های گارنت‌دار مورد توجه قرار گرفته‌اند. شایان ذکر است که گارنت‌ها در نمونه‌دستی به راحتی قابل رؤیت نمی‌باشند.



شکل ۳-۱۵: نمایی از گارنت شیست کلریتوئیددار در نمونه دستی.



شکل ۳-۱۶: نمایی ازگارنت شیست در نمونه دستی.

۳-۲-۲-۲- مشخصات میکروسکوپی شیست

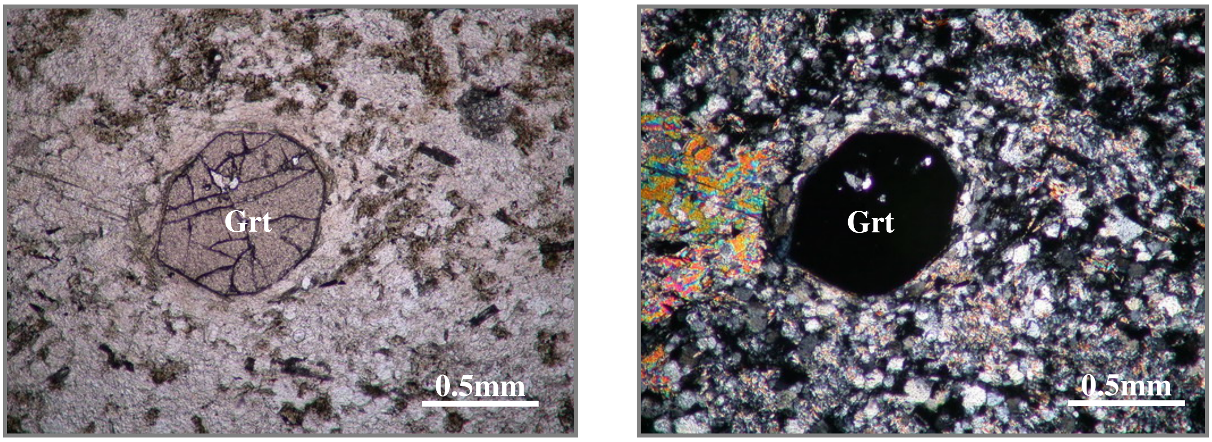
- کانی‌های تشکیل‌دهنده گارنت کلریتوئید شیست، شامل کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، گارنت، کلریت، کلریتوئید، تورمالین و کانی‌های اپک می‌باشند. بافت این سنگ لپیدوپرفیروبلاستیک بوده که اندازه پرفیروبلاست‌های گارنت موجود در این سنگ حدود یک میلیمتر است. بافت لپیدوبلاست به علت جدایش نوارهای کوارتز و فلدسپار از نوارهای میکا به وجود آمده است. کوارتز موجود در گارنت‌شیست کلریتوئیددار به صورت بی‌شکل بوده و خاموشی موجی دارد.
- گارنت شیست‌ها دارای کوارتز، بیوتیت، گارنت، مسکوویت به همراه زیرکن و کانی‌اپک هستند. بافت غالب آنها پرفیرولپیدوبلاستیک است. مسکوویت و بیوتیت در این سنگ‌ها سازنده شیستوزیته بوده و در برخی از مقاطع بیوتیت‌ها اطراف کانی گارنت را احاطه کرده‌اند.

- استارولیت آندالوزیت گارنت شیست‌ها علاوه بر بلورهای کوچک گارنت دارای کوارتز، آندالوزیت، بیوتیت، مسکوویت، کلریتوئید، تورمالین، سیلیمانیت (فیبرولیت) و کانی‌اپک هستند. بافت غالب آنها پرفیروبلاست است، که پرفیروبلاست‌ها را آندالوزیت به صورت غالب و گارنت - استارولیت به مقدار کمتر تشکیل می‌دهند. ادخال‌های کوارتز به وضوح در آندالوزیت‌ها مشاهده می‌شوند.

۳-۲-۲-۳- گارنت در شیست‌ها

گارنت موجود در گارنت کلریتوئید شیست به صورت خودشکل تا نیمه خودشکل وجود دارد و دارای ادخال‌هایی از کوارتز (شکل ۳-۱۷) و همچنین شکستگی فراوان می‌باشد. اندازه تقریبی بلورهای گارنت در گارنت کلریتوئید شیست‌ها بین یک تا یک‌ونیم میلیمتر است. در حالیکه گارنت موجود در گارنت شیست‌ها (شکل ۳-۱۸) بصورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل است و ادخال‌هایی از کوارتز، مسکوویت و بیوتیت در آن دیده می‌شود. این گارنت‌ها بزرگتر بوده و دو تا دوونیم میلیمتر قطر دارند. از ویژگی‌های گارنت‌های موجود در گارنت شیست‌ها وجود بافت «سایه‌فشاری»[1] است. گارنت موجود در استارولیت آندالوزیت گارنت شیست‌ها (شکل ۳-۱۹) نیمه‌خودشکل تا بی‌شکل بوده و شامل ادخال‌هایی از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و کانی اپک است. اندازه بلورهای گارنت یک تا یک‌ونیم میلیمتر است که توسط بیوتیت و فیبرولیت احاطه شده‌اند.

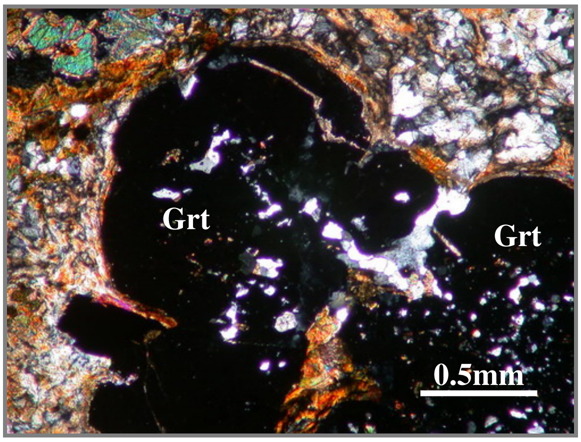
(ب) (الف)



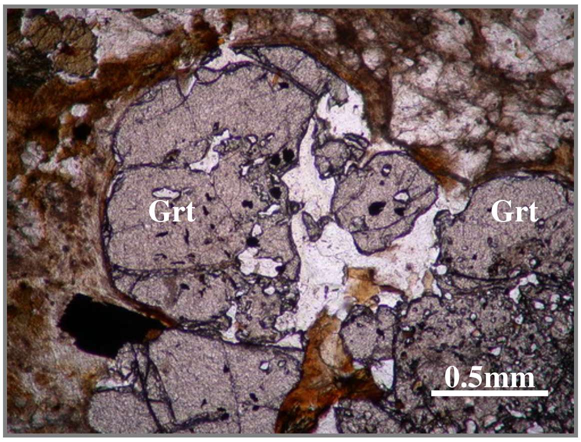
شکل ۳-۱۷: گارنت با ادخال کوارتز موجود در گارنت کلریتوئید شیست در (الف) تصویر XPL و (ب) تصویر PPL.

[1] Pressure shadow

(الف)

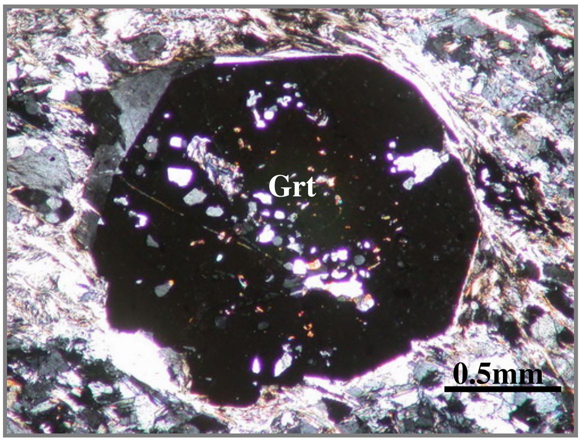


(ب)

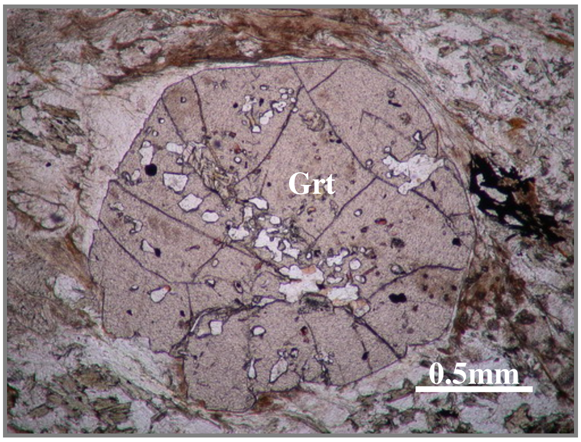


شکل ۳-۱۸: گارنت با ادخال کوارتز موجود در گارنت شیست در (الف) تصویر XPL و (ب) تصویر PPL.

(الف)



(ب)



شکل ۳-۱۹: گارنت با ادخال کوارتز در استارولیت آندالوزیت گارنت شیست در (الف) تصویر XPL و (ب) تصویر PPL.

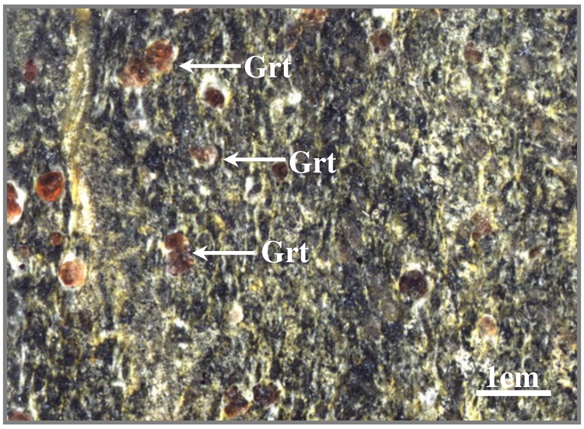
۳-۲-۳- هورنفلس

در غرب ده‌نو، در مجاورت با تونالیت‌ها، هورنفلس‌های پلیتی و غنی از آلماندین و اسپسارتین قرار دارند، که به صورت نوار باریکی بین گارنت شیست‌ها و تونالیت‌های دارای گارنت مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱).

۳-۲-۳-۱- مشخصات صحرایی هورنفلس

هورنفلس‌های ملانوکرات گارنت‌دار با منشأ پلیتی در فاصله ۲۰۰ متری از کنتاکت تونالیت‌ها قرار دارند که در اثر دگرگونی مجاورتی در کنار تونالیت‌های گارنت‌دار به‌وجود آمده‌اند. گارنت‌های موجود در

هورنفلس‌ها با قطری در حدود ۱/۲ تا ۱/۷ میلیمتر، ملانوکرات بـوده و آثـار ضـعیفی از شیـستوزیته را در پیرامون خود نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۰).



شکل ۳-۲۰: نمایی از هورنفلس منطقه در نمونه دستی که دارای دانه‌های گارنت می‌باشد.

فراوانی و اندازه کانی گارنت با فاصله گرفتن از توده تونالیتی کم می‌شود، درحالیکه اندازه سایر دانه‌های تشکیل‌دهنده سنگ تغییر مشخصی نمی‌کند. با فاصله گرفتن از سمت توده تونالیتی، هـورنفلس‌هـا جـای خود را به شیست‌ها می‌دهند.

۳-۲-۳-۲- مشخصات میکروسکوپی هورنفلس

هورنفلس‌های حاصل از دگرگونی مجاورتی در ده‌نو عموماً دارای پرفیروبلاست‌های بی‌شکل تا گردشـده گارنت هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده هورنفلس شـامل کـوارتز، گارنـت، تورمـالین، سـیلیمانیت، آندالوزیت، مسکوویت، بیوتیت، کلریت و کانی‌اپک می‌باشند. کوارتز و سریسیت غالباً به صورت سایه‌فشاری در اطراف گارنت و استارولیت گسترش یافته و اشکال زیگموئیدال[1] بعضی از سایه‌های فشاری نشانه دوران پرفیروبلاست‌های فرعی نسبت به زمینه می‌باشد. در مقاطع، شیستوزیته موازی با صفحه کنتاکت توسـط کانی‌های رشته‌ای و صفحه‌ای ایجاد شده است.

۳-۲-۳-۳- گارنت در هورنفلس

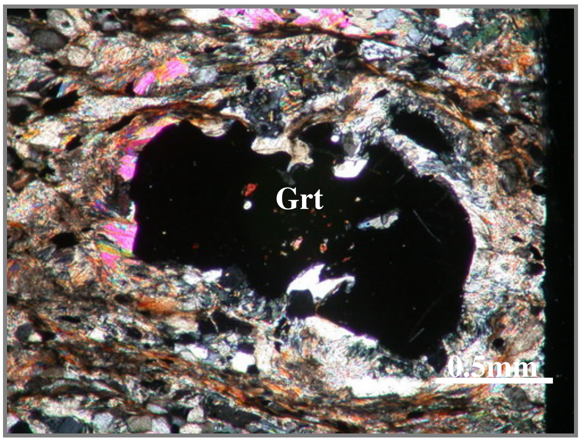
بلورهای گارنت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و بندرت لایه‌بندی داشته و عمـدتاً دارای ادخـال‌هـایی از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، کلریت و کانی‌های اپک هستند و در برخی موارد به دلیل آلتراسـیون حاشـیه گارنت‌ها با کلریت و اکسید آهن احاطه شده‌اند (شکل ۳-۲۱). اندازه متوسط بلورهـای گارنـت موجـود در هورنفلس‌ها بین ۱/۲ تا ۱/۷ میلیمتر می‌باشد که عموماً با غلافی از کوارتز و فیبرولیت (سیلیمانیت) احاطه

---

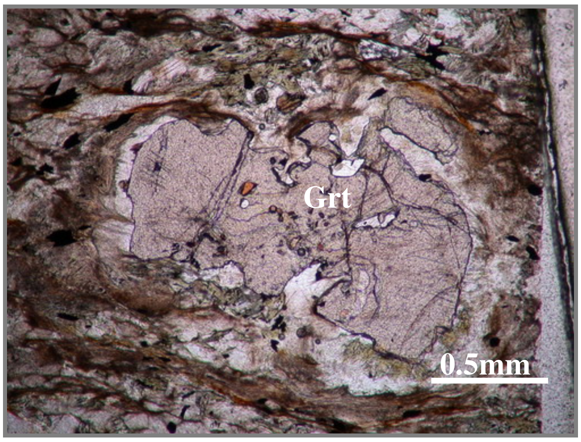
[1] Sigmoidal

شده است. برخی گارنت‌ها در اثر تحمل دگرگونی قهقرایی به مجموعه‌های کلریت- مسکوویت یا مسکوویت- بیوتیت- کلریت تبدیل شده‌اند. در نمونه‌هایی که متحمل دگرگونی قهقرایی شده‌اند، شیستوزیته غالب توسط سریسیت و کلریت مشخص می‌گردد، اگرچه مسکوویت‌های دانه درشت و مجموعه‌های شعاعی از کلریت‌ها نیز درون این شیستوزیته مشاهده می‌شوند.

(الف)



(ب)



شکل ۳-۲۱: گارنت همراه با ادخال‌های کوارتز و بیوتیت در هورنفلس در (الف) تصویر XPL و (ب) تصویر PPL.

۳-۲-۴- اسکارن

چنانچه در شکل ۳-۱ مشخص است، اسکارن‌ها به صورت توده‌ای کوچک در مجاورت تونالیت‌ها قرار دارند. در حقیقت، جایگزینی توده نفوذی در سنگ‌های درونگیر رسوبی، منجر به انجام واکنش‌های دوطرفه بین ترکیبات مختلف سنگ‌های میزبان و توده نفوذی شده است. انجام واکنش‌ها در مورد اسکارن‌ها در یک سیستم باز انجام می‌شود و در این حالت یک منطقه غنی از سیال پدید می‌آید که این سیالات از توده نفوذی به سوی هاله دگرگونی و از هاله دگرگونی به سوی توده نفوذی منتشر می‌گردند. سیالات حاصل با توجه به دمای بالای خود، قابلیت حمل مواد را تا فواصل مختلف که دارای انرژی پایینی باشند، دارا هستند. این مواد در مناطق کم انرژی رسوب می‌کنند و باعث تشکیل هاله اسکارنی می‌گردند (مینرت[1]، ۱۹۹۲).

در منطقه مورد مطالعه که تونالیت با سنگ کربناته تماس پیدا نموده است، احتمالاً SiO_2 و آب از توده به سنگ آهکی منتقل شده و متناسب با ترکیب سنگ میزبان، انواع کانی‌های کالک سیلیکاته به وجود

[1] Meinert

آمده است. در ناحیه ده‌نو که سنگ کربناته، کلسیت می‌باشد، غالباً ولاستونیت، گارنت (گروسولار) و دیوپسید تشکیل شده است.

۳-۲-۴-۱- مشخصات صحرایی اسکارن

در حاشیه توده تونالیتی ده‌نو در شمال‌غرب مشهد، رخنمون‌هایی از اسکارن با بلورهای فراوان گارنت (عمدتاً گروسولار) دانه‌درشت همراه با لایه‌بندی مشخص دیده می‌شود (شکل ۳-۲۲). پروتولیت این توده‌ها سنگ‌های کربناته‌ای است که در اثر تزریق توده تونالیتی در طی دگرگونی متاسوماتوز به اسکارن تبدیل شده است. مطالعات صحرایی و شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که این توده‌ها متشکل از باندهای گارنت و پیروکسن بوده که در شرایط دگرگونی کم تا زیاد شکل گرفته‌اند.

شکل ۳-۲۲: نمایی از توده اسکارنی منطقه ده‌نو که به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن می‌باشد.

۳-۲-۴-۲- مشخصات میکروسکوپی اسکارن

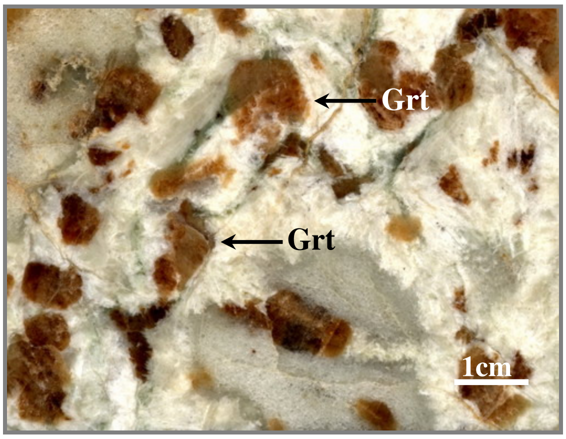
از نظر کانی‌شناسی توده اسکارنی شامل کلسیت و گارنت به عنوان کانی‌های اصلی و دیوپسید، ولاستونیت و اپیدوت به عنوان کانی‌های فرعی می‌باشد. بافت اسکارن‌ها پرفیروبلاستیک است.

۳-۲-۴-۳- گارنت در اسکارن

گارنت یکی از مهمترین کانی‌های سیلیکاته در اسکارن‌ها می‌باشد. گارنت‌های مورد مطالعه به رنگ قهوه‌ای، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با بافت پرفیروبلاستیک و لایه‌بندی مشخص در اسکارن منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲۳). برای تعیین ترکیب شیمیایی گارنت‌های توده اسکارنی تجزیه نقطه‌ای از مرکز و حاشیه بلورها انجام شده است (جداول پیوست شماره ۹).

(الف)

(ب)



شکل ۳-۲۳: نمایی از اسکارن‌های منطقه ده‌نو در نمونه دستی که دارای گارنت‌های درشتی می‌باشند.

۳-۳- طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه

توده‌های گرانیتوئیدی، از دیدگاه‌های مختلفی رده‌بندی شده و مورد بررسی قرار گرفته‌اند. هر یک از این رده‌بندی‌ها از منظر خاصی به این توده‌ها می‌پردازند. رژیم تکتونیکی، ارتباط نسبی با تکتونیک یا دگریختی ناحیه‌ای، ترکیب شیمیایی و مدال، فابریک ناشی از درجه اشباع از آب، منبع زایش، عمق تبلور نهایی، مکانیسم برآمدن این توده‌ها و پتانسیل معدن‌زایی از جمله معیارهایی هستند که در رده‌بندی‌ها مورد توجه قرار گرفته‌اند. در بررسی حاضر گرانیتوئیدها از منظر ترکیب مدال، ژئوشیمی سنگ کل و رژیم تکتونیکی مورد بررسی و توجه قرار گرفته‌اند.

۳-۳-۱- طبقه‌بندی بر اساس روش اشتریکایزن (۱۹۸۲)

این رده‌بندی یکی از معتبرترین روش‌های نامگذاری سنگ‌های آذرین است که برای اولین‌بار توسط یونگ و بروس[۱] (۱۹۵۴) پیشنهاد گردیده است. سپس از سوی اتحادیه بین‌المللی علوم زمین طبقه‌بندی جدید اشتریکایزن[۲] (۱۹۸۲) پیشنهاد شده است. در این روش از تجزیه مدال (جدول ۳-۳) و درصد حجمی نمونه‌ها بر مبنای کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و فلدسپاتوئید استفاده می‌شود.

به منظور مطالعه سنگ‌های نفوذی منطقه چهار نمونه از مقاطع میکروسکوپی، جهت انجام آنالیز مدال انتخاب گردیدند (جدول ۳-۳) و در ادامه برای تشخیص و تعیین کمی عناصر اصلی و کمیاب تعداد سه نمونه گرانیتوئیدی از نقاط مختلف توده نفوذی مورد مطالعه انتخاب شده و به روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی ایران مورد آنالیز قرار گرفت (جدول ۳-۴).

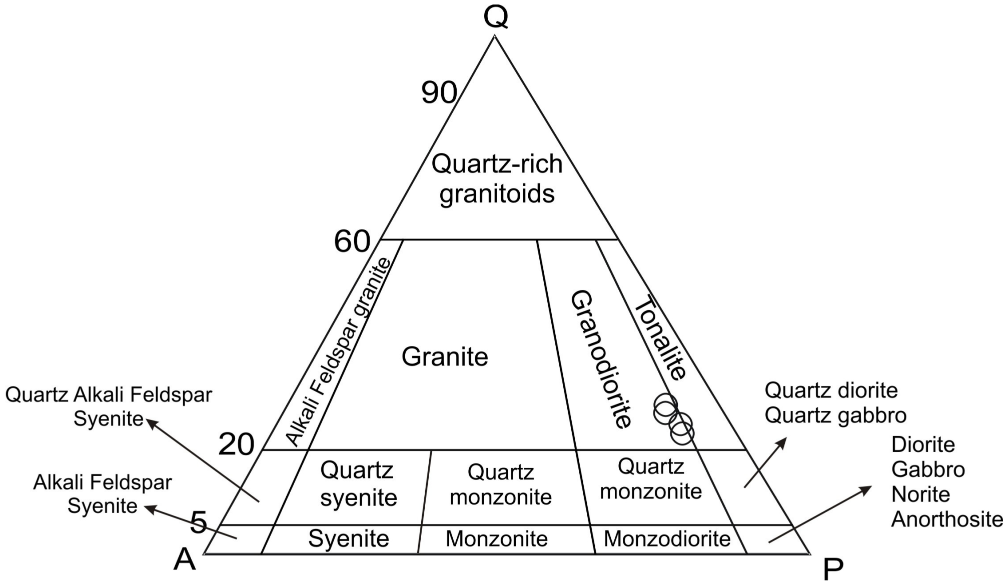
جدول ۳-۳: نتایج آنالیز مدال نمونه‌های مورد مطالعه توده تونالیتی ده‌نو.

نمونه	پلاژیوکلاز	کوارتز	آلکالی فلدسپار	بیوتیت	آمفیبول	اپیدوت	آپاتیت	زیرکن	اپک
TD-1	44.1	25	6.1	21.3	1	1	0.1	0.01	1
TD-2	48.5	21.1	8.2	20.2	1.5	1.2	0.1	0.03	1.1
TD-3	46.3	24	6.4	19.5	1.2	0.8	0.2	0.01	1
TD-4	45.2	22.3	7.3	22	2	0.7	0.1	0.01	1.2

بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در مثلث QAP موقعیت زیر را به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۲۴). لازم به تذکر است که مرز بین تونالیت و گرانودیوریت ناگهانی نبوده و گذر از یکی به دیگری تدریجی است.

[1] Yong and Brous
[2] Streckeisen

هرچنـد کـه در دیـاگرام اشـتریکایزن تونالیـت‌هـای منطقـه مـورد مطالعـه تـا حـدودی در محـدوده گرانودیوریت‌ها واقع می‌گردند اما اختصاصات ماکروسکوپی، میکروسکوپی و ژئوشیمی باعث گردیده تا برای آنها نام مجزایی (تونالیت) انتخاب شود.



شکل ۳-۲۴: مثلث QAP براساس رده‌بندی سال ۱۹۸۹ IUGS (اقتباس از اشتریکایزن، ۱۹۸۲)، همانطور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تونالیت تا گرانودیوریت واقع شده‌اند.

ب- ژئوشیمی

۳-۴- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی

نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌کل سه نمونه مورد مطالعه توده تونـالیتی دهنـو کـه توسـط روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی ایران انجام گرفته در جدول ۳-۴ آورده شده است. طبقه‌بندی شیمیایی بر اساس درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی صورت می‌گیرد که در اینجـا بـا اسـتفاده از نتـایج آنالیزهـای شیمیایی سنگ‌کل نمونه‌های مورد مطالعه، به برخی از رده‌بندی‌های مورد استفاده اشاره می‌گردد:

جدول ۳-۴: نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌کل XRF برای سه نمونه مورد مطالعه توده تونالیتی و یک نمونه شیستی دهنو. مقادیر عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی و سایر عناصر به صورت ppm بیان شده‌اند و مقادیر Total بدون احتساب LOI می‌باشند.

Sample	TD- 1	TD- 3	TD- 4	Sch-D
SiO_2	63.120	64.179	65.370	52.282
Al_2O_3	15.182	14.251	13.207	20.56
Fe_2O_3	7.073	7.070	7.370	15.573
CaO	5.857	5.290	4.608	0.587
Na_2O	1.848	1.712	1.617	0.659
MgO	2.137	2.521	2.561	1.693
K_2O	2.349	2.543	2.927	2.582
TiO_2	0.690	0.687	0.716	0.899
MnO	0.126	0.133	0.136	0.163
P_2O_5	0.225	0.226	0.207	0.085
Total	98.607	98.612	98.719	95.083
Cl	164	192	188	177
S	45	*N	N	N
Ba	475	518	509	463
Co	13	9	9	27
Cr	8	N	N	116
Cu	15	N	1	13
Ni	3	2	2	47
Pb	23	31	21	27
Rb	86	83	82	138
Sr	486	441	335	207
V	76	71	65	127
W	5	4	1	N
Y	21	19	18	26
Zr	172	153	140	166
Zn	106	91	99	133
U	1	N	N	5
LOI	1.22	1.19	1.15	4.09
NK	4.197	4.255	4.544	N
A/CNK	1.510	1.493	1.443	N

*Not Known

۳-۴-۱- نمودار R_1- R_2 (دولارش[1] و همکاران، ۱۹۸۰)

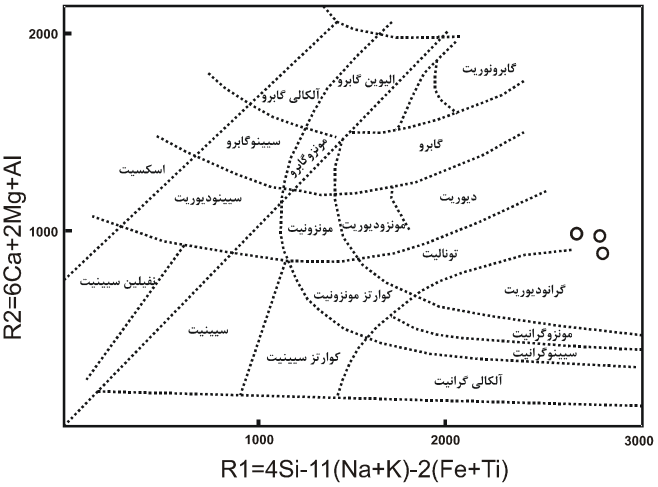
در طبقه‌بندی دولارش و همکاران (۱۹۸۰) از تمامی عناصر اصلی و شیمی سنگ کل به استثنای اکسیژن به صورت پارامترهای کاتیونی برای تفکیک گرانیتوئیدهای مناطق مختلف استفاده می‌شود. در این مدل پارامترهای کاتیونی R_1 و R_2 محاسبه می‌شوند. فرمول‌های لازم محاسبه R_1 و R_2 به صورت زیر است:

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$
$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

به عقیده رولینسون[2] (۱۹۹۳) این طبقه‌بندی جهت رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی مناسب می‌باشد. همان‌طور که در شکل ۳-۲۵ مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تونالیت تا گرانودیوریت

[1] De La Roche
[2] Rollinson

قرار می‌گیرند.

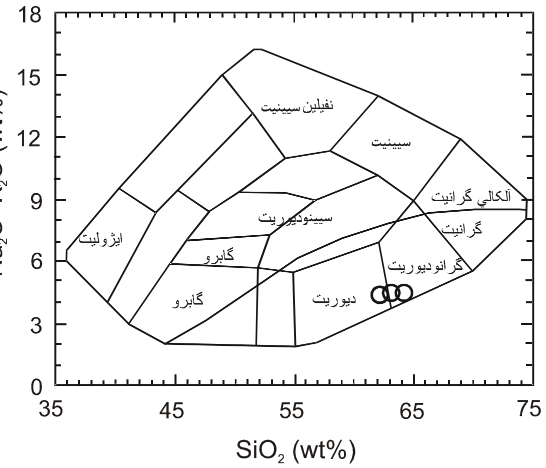


شکل ۳-۲۵: طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی با استفاده از پارامترهای R_1 و R_2 (دولارش و همکاران، ۱۹۸۰).

۳-۴-۲- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل Si_2O (کاکس[1] و همکاران، ۱۹۷۹)

این نمودار توسط کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای تعیین ترکیب سنگ‌شناسی ارائه گردید و توسط ویلسون[2] (۱۹۸۹) برای سنگ‌های نفوذی تعمیم داده شد. در این طبقه‌بندی علاوه بر مرزبندی بین انواع سنگ‌ها، محدوده سنگ‌های آلکالن و ساب آلکالن نیز از هم جدا می‌شود (میاشیرو[3]، ۱۹۷۸). برای استفاده از این دیاگرام داده‌های مربوط به اکسیدهای عناصر اصلی برای کلیه نمونه‌ها در این دیاگرام ترسیم گردید. همانطور که در شکل ۳-۲۶ مشاهده می‌گردد، نمونه‌های مورد مطالعه در نزدیکی محدوده گرانودیوریت تا دیوریت و در محدوده ساب آلکالن قرار گرفته‌اند.

[1] Cox
[2] Wilson
[3] Miashiro



شکل ۳-۲۶: موقعیت توده نفوذی ده‌نو در دیاگرام مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

۳-۵- تعیین سری ماگمایی

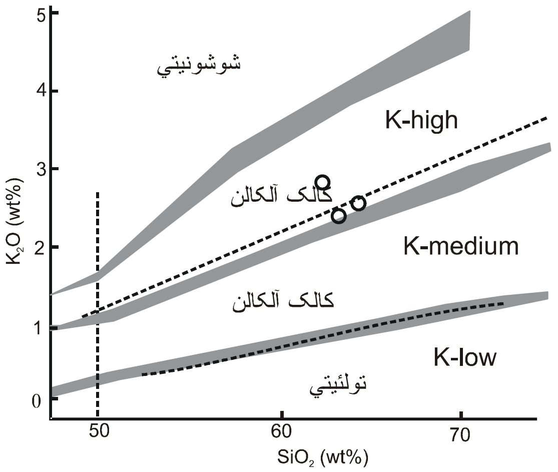
تعیین سری ماگمایی مجموعه‌های سنگی یک ناحیه در مطالعات پترولوژیکی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، به طوری‌که نوع سری ماگمایی سازنده سنگ‌ها می‌تواند به عنوان کلیدی اساسی در حل مسائل پتروژنز و به خصوص موقعیت ژئودینامیکی منطقه مورد مطالعه مورد توجه قرار گیرد.

در این نمودار خطوط منقطع و اسامی لاتین از لومتر و همکاران (۱۹۸۹)، اسامی فارسی از ریکوود[1] (۱۹۸۹) و محدوده سایه‌دار خطوط مرزی از محققینی همانند کرول[2] (۱۹۸۵) و میدل‌موست (۱۹۸۵) برگرفته شده است. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار K_2O -SiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳) اکثراً در ناحیه سری‌های کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا، احتمالاً به دلیل افزایش پتاسیم در اثر تحمل دگرسانی قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۷).

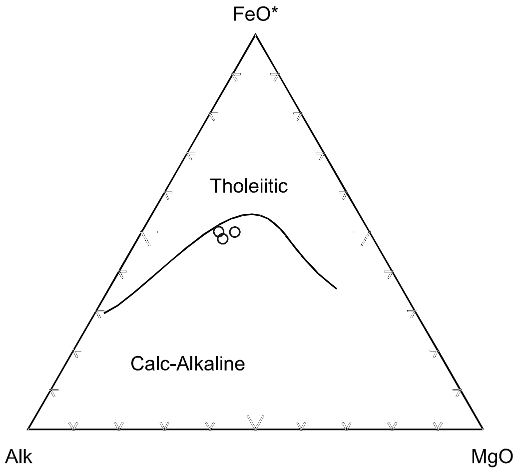
در نمودار مثلثی AFM ایروین و باراگار[3] (۱۹۷۱) می‌توان انواع سری‌های ماگمایی را با استفاده از مقدار آهن موجود در آنها از یکدیگر تفکیک نمود. این نمودار تغییرات درصد آهن را در طول تفریق نشان می‌دهد. در این نمودار کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲۸). طبق نظر کونو[4] (۱۹۶۸) هنگامی که فشار بخشی اکسیژن در آغاز تبلور پایین باشد آهن ماگما وارد سیلیکات‌ها نمی‌شود بلکه در ترم‌های حدواسط متمرکز می‌شود. بنابراین منحنی‌های مربوط به چنین سری‌هایی در ترم‌های حدواسط به سمت قطب FeO کشیده می‌شود. لی‌مایتره[5] (۱۹۷۶) توصیه نموده

---
[1] Rickwood
[2] Krol
[3] Irvine and Baragar
[4] Kuno
[5] Le Maitre

است که تفسیر روندهای روی نمودار AFM بایستی با احتیاط صورت گیرد. قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در مرز دو ناحیه ناشی از تأثیر آلایش تونالیت‌ها با مواد متاپلیتی پوسته زیرین می‌باشد. البته تا حدودی هم مربوط به دگرسانی‌های بعدی است که این سنگ‌ها متحمل گردیده‌اند.



شکل ۳-۲۷: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار K_2O - SiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳).



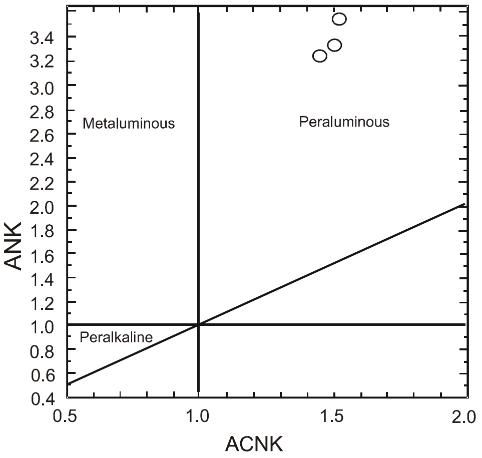
شکل ۳-۲۸: نمودار AFM برگرفته از ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، نمونه‌های تونالیت در محدوده زیرین خط جداکننده سری‌های تولئیتی و کالک‌آلکالن قرار دارند.

۳-۶- درجه اشباع از آلومینیم

درجه اشباع مذاب از آلومینیم به ویژه در تعیین منشأ ماگمای گرانیتوئیدی به عنوان یک فاکتور شاخص پذیرفته شده و از اهمیت بالایی برخوردار است. شاند[1] (۱۹۵۱) و هیندمن (۱۹۸۵) بر اساس مقدار

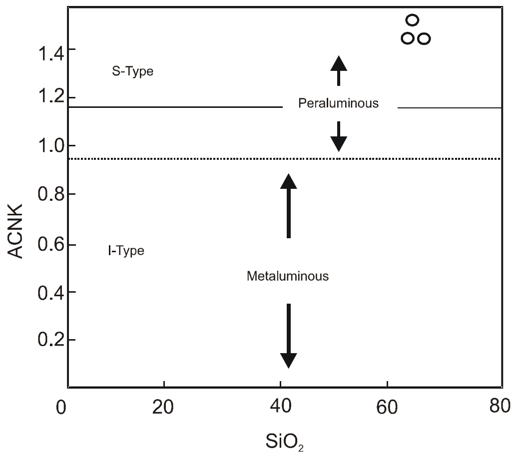
[1] Shand and Hindman

مقدار آلومینیم سنگ‌ها را به چهار دسته پرآلومینه، متاآلومینه، ساب‌آلومینه و پرآلکالن تقسیم نمودند. امروزه سنگ‌ها را بر اساس میزان اشباع از آلومینیم به سه گروه پرآلومینه (A/CNK>1)، متاآلومینه (A/CNK<1 و A>NK) و پرآلکالن (A/CNK<1 و A<NK) تقسیم می‌کنند (کلارک[1]، ۱۹۹۲). به نظر چاپل و وایت[2] (۱۹۷۴) درجه اشباع از آلومینیم نشانه ماهیت و طبیعت موادی است که گرانیت‌ها از آن منشأ گرفته‌اند. اساس تعیین این فاکتور مقادیر مولکولی CaO، K_2O، Na_2O و Al_2O_3 می‌باشد. با نگاهی به جدول ۳-۴ در می‌یابیم که نمونه‌های مورد مطالعه دارای A/CNK برابر با ۱/۴۴۳ تا ۱/۵۱۰ و مقادیر A>NK بوده و لذا در گروه پرآلومینه قرار می‌گیرند. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) (شکل ۳-۲۹) و عبدالرحمن (۱۹۹۰) (شکل ۳-۳۰) مشخص شده است و چنانچه ملاحظه می‌گردد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۲۹: نمودار مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)، موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پرآلومین می‌باشد.

---
[1] Kuno
[2] Chappel and White



شکل ۳-۳۰: نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 (عبدالرحمن، ۱۹۹۰) برای تفکیک ماگماهای پرآلومین از متاآلومین که نمونه‌های توده تونالیتی ده‌نو در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند. محدوده‌های گرانیتوئیدهای تیپ S و I بر طبق نظر وایت و چاپل (۱۹۸۳) تعیین شده است.

۳-۷- منشأ و محیط تکتونیکی

در این بحث ابتدا بوسیله ویژگی‌های کانی‌شناسی و نمودارهای ژئوشیمیایی به بررسی نوع توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه پرداخته و سپس با استفاده از نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی و با تکیه بر شواهد زمین‌شناسی، خصوصیات ژئوشیمیایی و ویژگی‌های پترولوژیکی، جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمایی توده گرانیتوئیدی ده‌نو مطالعه شده است.

۳-۷-۱- تقسیم‌بندی ژنتیکی توده گرانیتوئیدی ده‌نو

رده‌بندی‌های مختلفی در مورد منشأ گرانیت‌ها ارائه شده است که در ادامه بحث به بررسی آنها پرداخته خواهد شد. طبق نظر هاین و همکاران (۱۹۷۸) در گرانیت‌های نوع I عمدتاً تونالیت، گرانودیوریت و مونزودیوریت‌ها را مشاهده می‌کنیم. میرنژاد (۱۳۷۰) گرانیت‌های منطقه مشهد را در دو گروه I و S جای می‌دهد و معتقد است که تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌ها از نوع I بوده و از ذوب سنگ‌های بازیک پوسته به وجود آمده‌اند، اما مونزوگرانیت‌ها از نوع S هستند که در اثر برخورد قاره با قاره و بر اثر ذوب‌بخشی سنگ‌هایی با منشأ رسوبی حاصل شده‌اند.

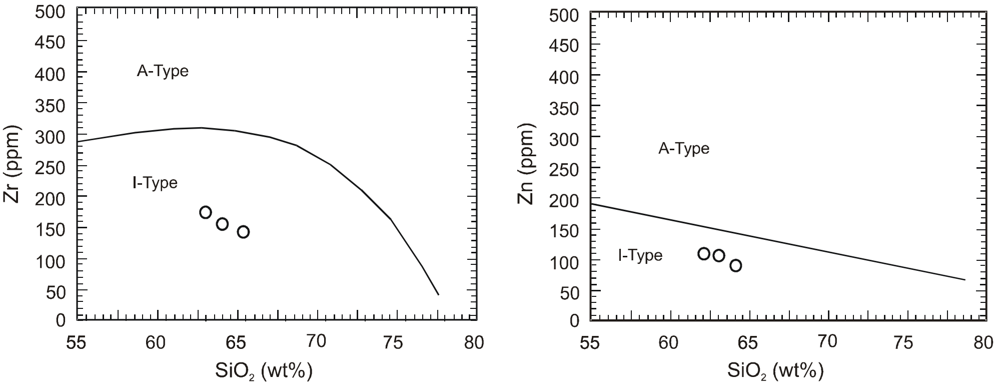
با مطالعه دقیق تونالیت‌ها مشاهده می‌کنیم که اختصاصات صحرایی و کانی‌شناسی آنها با نوع I هم‌خوانی بیشتری نشان می‌دهند و تنها نسبت A/CNK (جدول ۳-۴) از اختصاصات ژئوشیمیایی آنها با گرانیت‌های نوع S مطابقت دارد. همان‌گونه‌که قبلاً هم به آن اشاره گردید، در نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 (شکل ۳-۳۰)، که برای تفکیک ماگماهای پرآلومین از متاآلومین ارائه گردیده است، نمونه‌های

توده تونالیتی ده‌نو در محدوده پرآلومین قرار گرفتند. علاوه بر این، در این نمودار گرانیتوئیدهای تیپ S و I نیز بر طبق نظر وایت و چاپل (۱۹۸۳) مشخص شده‌اند و نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع S قرار گرفته‌اند. این اختلاف به تنهایی نمی‌تواند دلیلی برای منشأ S آنها باشد. در حقیقت، الیس و تامپسون[1] (۱۹۸۶)، کنراد و همکاران (۱۹۸۸)، گرین (۱۹۹۲) و هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) معتقدند که چنین ماگماهای سیلیسی و پرآلومین می‌توانند از مذاب‌های متاآلومین و طی تفریق فشار بالای کلینوپیروکسن و آمفیبول و یا از آلایش پوسته تحتانی به وجود آمده باشند. به این ترتیب می‌توان مقدار بالای نسبت A/CNK موجود در این سنگ‌ها را توسط پدیدهٔ آلایش پوسته‌ای توجیه نمود.

مقایسه خصوصیات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی ده‌نو نشان می‌دهد که این توده با توجه به شواهد زیر از نوع I می‌باشد:

۱) حضور کانی‌های هورنبلند، اسفن؛
۲) عدم وجود مسکوویت اولیه، کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت؛
۳) مقدار کم کوارتز در ترکیب مدال نمونه‌های مورد مطالعه؛
۴) طبیعت کالک‌آلکالن و پتاسیم بالای این نمونه‌ها.

مشخصات شیمیایی عناصر کمیاب توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه نیز به گرانیت نوع I شباهت دارد، به عنوان مثال می‌توان به نمودارهای Zr -SiO_2 و Zn -SiO_2 (کارلینز و همکاران، ۱۹۸۲) اشاره نمود (شکل ۳-۳۱). در این دیاگرام‌ها نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند.



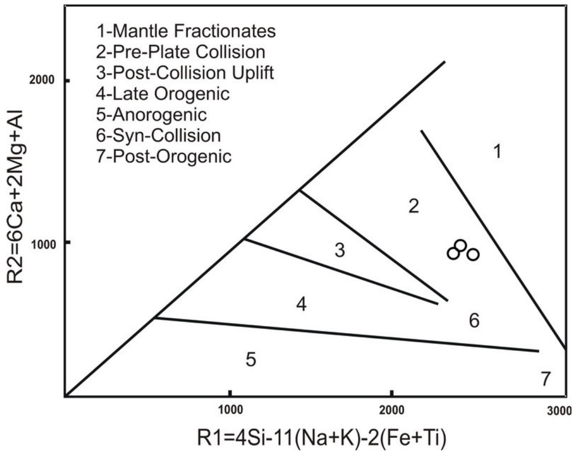
شکل ۳-۳۱: نمودارهای Zr -SiO_2 و Zn -SiO_2 (کارلینز و همکاران، ۱۹۸۲).

[1] Ellis and Thompson

۳-۷-۲- جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمایی توده گرانیتوئیدی ده‌نو

۳-۷-۲-۱- رده‌بندی بچلور و بودن[1] (۱۹۸۵)

نمودار R_1-R_2 یکی از نمودارهای تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدها می‌باشد که توسط بچلور و بودن (۱۹۸۵) ارائه شده است. در این روش تحول شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی در یک چرخه کوهزایی در زون همگرا، با گرانیتوئیدهای قبل از برخورد شروع (محدوده ۲) و به گرانیتوئیدهای پس از برخورد (محدوده ۳) و گرانیتوئیدهای مراحل نهایی کوهزایی (محدوده ۴) ختم می‌شود. گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (محدوده ۶) به انواع پس از کوهزایی (محدوده ۷) اختصاص داشته و انواع غیرکوهزایی در گروه (محدوده ۵) قرار می‌گیرند. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده (۲) و گرانیتوئیدهای قبل از برخورد واقع شده‌اند (شکل ۳- ۳۲).



شکل ۳-۳۲: تمایز تکتونیکی انواع گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه‌های تونالیت ده‌نو در نمودار R_1-R_2.

(بچلور و بودن، ۱۹۸۵)

۳-۷-۲-۲- رده‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)

این رده‌بندی نیز بر اساس اختصاصات ژئوشیمیایی عناصر اصلی می‌باشد. در این طبقه‌بندی گرانیتوئیدها به هفت گروه زیر تقسیم می‌گردند:

۱- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)؛

۲- گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)؛

۳- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG)؛

۴- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)؛

[1] Batchelor and Bowden

۵- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)؛

۶- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)؛

۷- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG).

سه گروه اول این گرانیتوئیدها را غیر کوهزایی و چهار گروه بعدی را گرانیتوئیدهای کوهزایی در نظر می‌گیرند. به استثنای پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی سایر گرانیتوئیدها را می‌توان به صورت زیر گروه‌های زیر تقسیم‌بندی نمود (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹):

گروه I شامل: CCG،CAG، IAG؛

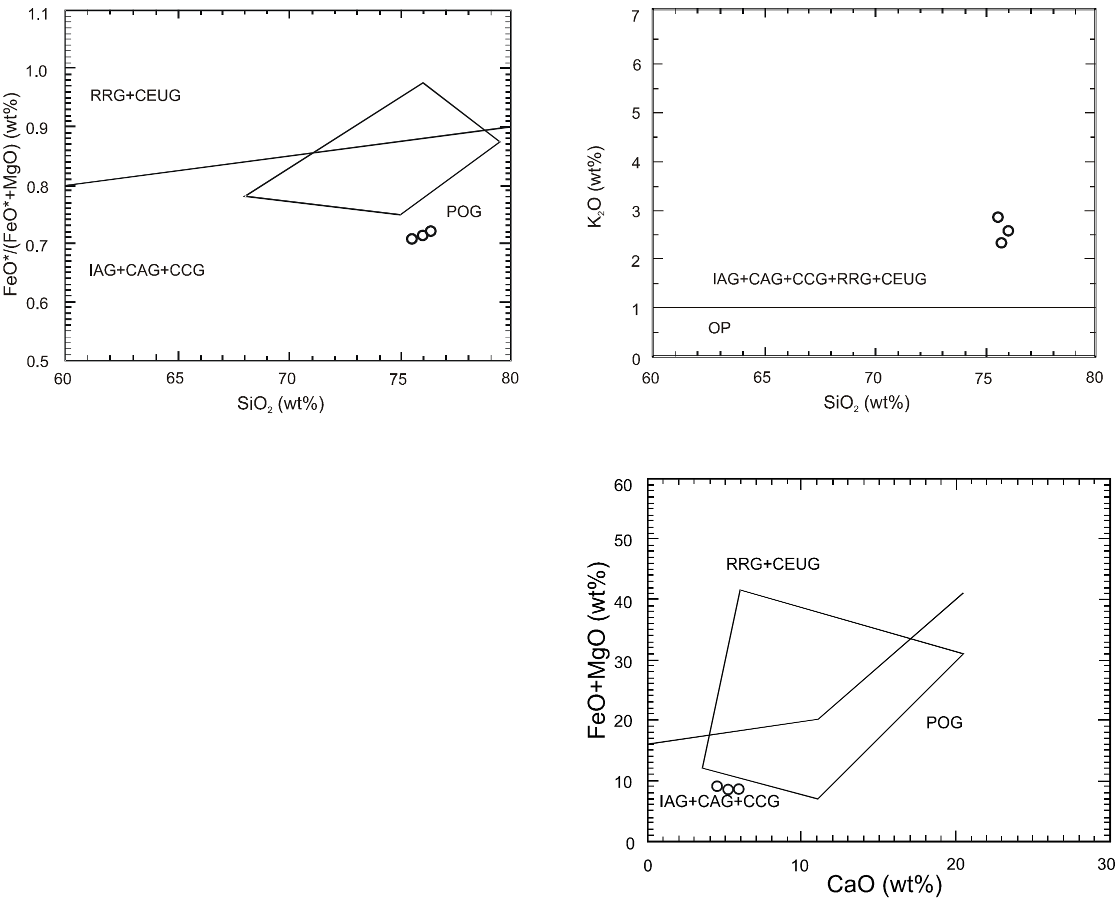
گروه II شامل: CEUG، RRG؛

گروه III شامل: POG.

همانگونه که در شکل ۳- ۳۳- الف ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی قرار نگرفته‌اند. در شکل‌های ۳- ۳۳- ب و ۳- ۳۳- ج نمونه‌های مورد مطالعه گرانیتوئیدی ده‌نو در محدوده گروه I (شامل CAG ، CCG وIAG) واقع شده‌اند.

با توجه به اینکه توده تونالیتی ده‌نو از نوع I می‌باشد و اغلب محققین بر این باورند که این نوع گرانیتوئیدها به نحوی با فرورانش در ارتباط هستند و حاصل برخورد نمی‌باشند، لذا توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع برخوردی (CCG) نمی‌باشد، البته این موضوع از نمودار R_1 -R_2 (شکل ۳-۳۲) که نمونه‌ها در مناطق تصادم قرار نگرفته‌اند، نیز برداشت می‌شود. گرانیتوئیدهای نوع (CAG) در نتیجه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای به وجود می‌آیند و گستره سنگ‌شناسی وسیعی را در بر می‌گیرند، با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده تونالیتی ده‌نو (تونالیت، گرانودیوریت)، این توده گرانیتوئیدی با نوع (CAG) مطابقت بیشتری دارد.

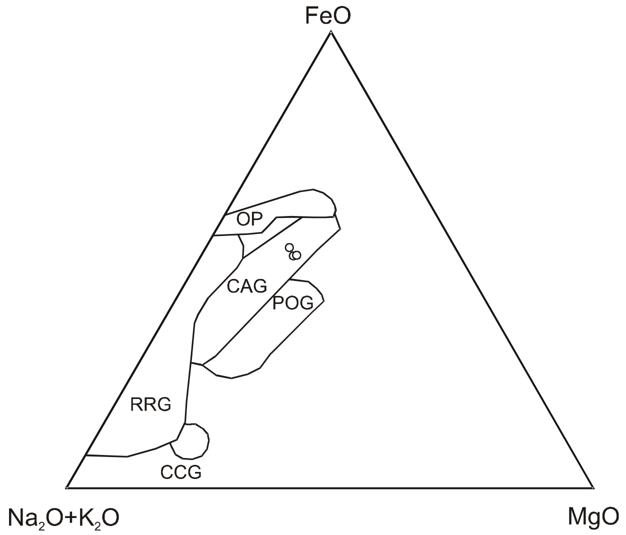
(الف) (ب) (ج)



شکل ۳-۳۳: تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن: (الف) نمودار K_2O-SiO_2، (ب) نمودار FeO/(FeO+MgO)، (ج) نمودار CaO-(FeO+MgO).

۳-۷-۲-۳- نمودار بودن و همکاران (۱۹۸۴)

از نمودار بودن و همکاران (۱۹۸۴) می‌توان جهت تفکیک محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها استفاده نمود که تقسیم‌بندی‌های معادل آن از نمودار مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) نیز بر روی آن ترسیم شده است. همانگونه که در شکل ۳-۳۴ مشاهده می‌گردد، نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) قرار گرفته‌اند.



شکل ۳-۳۴: نمودار AFM بودن و همکاران (۱۹۸۴)، خطوط ترسیمی تمایز محیط‌های تکتونیکی از مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) اقتباس شده است.

با توجه به بررسی‌های انجام شده در این تحقیق و ملاحظات فوق، بررسی پتروژنز سنگ‌های آذرین منطقه ده‌نو، در محدوده محیط تکتونوماگمایی قبل از برخورد امکان‌پذیر است. با بررسی‌های انجام شده بر روی توده تونالیتی منطقه مشخص گردید که توده گرانیتوئیدی ده‌نو دارای خاستگاه ماگمایی از نوع I می‌باشد. ماگمای سازنده توده نفوذی مورد مطالعه کالک‌آلکالن و پرآلومین بوده و رژیم تکتونیکی آن با توجه به نمودارهای مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) و بودن و همکاران (۱۹۸۴) با مدل CAG سازگاری بیشتری نشان می‌دهد. در واقع نگاه وسیع به این ساز و کارها و فرآیندها است که می‌تواند پاسخگوی تحولات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی محدوده مورد مطالعه باشد. اگرچه، در غیاب داده‌های ایزوتوپی، تشخیص دقیق و تعیین منشأ سنگ‌های آذرین، عموماً با ناکامی روبرو است. داده‌های ایزوتوپی، بویژه در تشخیص ماهیت و ترکیب شیمیایی منبع، گستره لزوم منابع گوشته‌ای و مشارکت پوسته در تشخیص قلمروهای ژئوتکتونیکی نقشی اساسی دارند. از سوی دیگر، مطالعات ایزوتوپی رادیوژنیک در کنار شیمی عناصر اصلی و کمیاب، یک ابزار اساسی در تعیین هویت سنگ‌های منشأ توده‌های گرانیتوئیدی است (پیچر[1]، ۱۹۹۵).

مشارکت و آلودگی پوسته‌ای در تحول ژئوشیمیایی ماگماها نقش مهمی دارد. گرچه، فقدان داده‌های ایزوتوپی در منطقه ده‌نو، اجازه ورود به این بحث را نمی‌دهد. اما حقیقت آن است که امکان آلودگی پوسته‌ای همیشه وجود دارد و این امر غالباً مهم است (ویلسون، ۱۹۸۹؛ پیچر، ۱۹۹۵). آلودگی پوسته‌ای به شیمی ماگما و سنگ‌های پوسته‌ای بستگی دارد. ولی نظر به اینکه، بخش گوشته‌ای لیتوسفر زیر قاره‌ای

[1] Pecheur

از جهت ایزوتوپی شدیداً ناهمگن است، آنگاه اثبات اینکه آلودگی پوسته‌ای رخ داده یا خیر، دشوار است (ویلسون، ۱۹۸۹).

۳-۸- بحث

بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و همچنین مطابق رده‌بندی‌های کانی‌شناسی، توده‌نفوذی ده‌نو از دو واحد تونالیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده است که مرز مشخصی بین این واحدها وجود ندارد و در کل آنها را سنگ‌های گرانیتوئیدی ده‌نو می‌نامیم.

توده نفوذی منطقه در اغلب دیاگرام‌ها ترکیبی متغیر از تونالیت تا گرانودیوریت از خود نشان می‌دهد، که این مسئله می‌تواند به دلیل آلایش تونالیت‌ها با مواد متاپلیتی پوسته زیرین باشد و البته تا حدودی هم مربوط به دگرسانی‌های بعدی است که این سنگ‌ها متحمل گردیده‌اند.

تونالیت‌های بیوتیت‌دار مزوزوئیک رخنمون یافته در غرب ده‌نو با رنگ خاکستری روشن در زون محوری چین‌های نسل‌دوم در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی کم تا نسبتاً بالا و سنگ‌های کربناته نفوذ نموده‌اند. هورنبلند - بیوتیت تونالیت‌های ده‌نو قدیمی‌ترین سنگ‌های آذرین تزریق شده در داخل دگرگونی‌ها و فلیش‌های منطقه هستند که بعد از اولین دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک جایگیری یافته‌اند.کانی‌های موجود در تونالیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار (عمدتاً بیتونیت)، گارنت آهن و منیزیم‌دار (آلماندین - پیروپ)، بیوتیت آهن و منیزیم‌دار (آنیت)، آمفیبول کلسیک (عمدتاً فروهورنبلند) و کانی‌های ثانوی نیز شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و ایلمنیت می‌باشند. بافت این سنگ‌ها گرانولار است.

شواهد پتروگرافی، مطالعات ژئوشیمیایی و سری ماگمایی (کالک‌آلکالن)، نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی منطقه خصوصیت گرانیتوئیدهای تیپ I را داشته و متعلق به جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای نوع (CAG) می‌باشند.

فصل چهارم

ژئوترموبارومتری

مقدمه

با توجه به اهمیت تعیین شرایط محیطی در مطالعات مربوط به پهنه‌های زمین‌شناسی، در این فصل شرایط دما و فشار حاکم در ایجاد و تحول سنگ‌های نفوذی و دگرگونی منطقه، بر اساس آنالیز میکروپروب کانی‌های مختلف این سنگ‌ها، برآورد شده است. روش‌های گوناگونی برای این منظور وجود دارند که قدیمی‌ترین آنها استفاده از شبکه‌های پتروژنتیک است. به مرور زمان، با پیشرفت روزافزون علم و اختراع دستگاه‌های گوناگون و پیشرفت در اندازه‌گیری عناصر، روش‌های نوین جایگاه خاصی در مطالعات زمین‌شناسی پیدا نموده است.

مطالعات زمین‌دماسنجی[1] و زمین‌فشارسنجی[2] برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به عنوان یک روش مفید مطرح شده‌اند. در این زمینه، تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی، بر اساس تجزیه شیمیایی کانی‌ها به وسیله الکترون میکروپروب، به فهم بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در خلال فرآیندهای زمین‌شناسی، کمک مؤثری نموده است.

اساس این تحقیقات، بر این فرض مبتنی است که مجموعه کانی‌های هر سنگ، در شرایط تعادلی تشکیل شده باشند. به عقیده بوخر و فری (۱۹۹۴)، این وضعیت ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده‌اند یا اینکه دمای پائینی داشته‌اند معتبر باشد. در واقع، این دما - فشارسنج‌ها بر اساس حساسیت توزیع عناصر در ساختار کانی‌ها و یا طی تبادلات شیمیایی، نسبت به دما و یا فشار طراحی شده‌اند. اما در مورد هر یک از این روش‌ها، تردیدها و یا محدودیت‌هایی هم وجود دارد که بایستی به آنها توجه نمود.

با توجه به اهمیت تعیین منشأ گارنت‌های درون سنگ‌های تونالیتی و همچنین تعیین ارتباط سنگ‌های دگرگونی منطقه (هورنفلس و شیست‌ها) با توده‌تونالیتی، نتایج حاصل از آنالیزهای انجام شده از دو واحد دگرگونی و نفوذی منطقه در پایان فصل ارائه و با هم مقایسه شده است.

---
[1] Geothermometry
[2] Geobarometry

۴-۱- ژئوترموبارومتری تونالیت‌ها

۴-۱-۱- ژئوبارومتری

۴-۱-۱-۱- کلیات

بر اساس مطالعات بلوندی و هلند[۱] (۱۹۹۰)، هلند و بلوندی (۱۹۹۴)، اندرسون[۲] (۱۹۹۷)، ارنست و لیو[۳] (۱۹۹۸)، با افزایش درجه دگرگونی، میزان عناصر Ti، Al، Na، K و Mg#[۴] موجود در آمفیبول‌های کلسیم‌دار افزایش، ولی مقدار Si و Fe+Mg+Mn+Ca کاهش می‌یابد.

به عبارت دیگر، با افزایش دما، Al به جای Si موجود در تتراهدرال‌های آمفیبول‌های کلسیم‌دار جانشین می‌شود، در صورتی‌که با افزایش فشار، Al به جای Mg+Fe موجود در اکتاهدرال M_2 قرار می‌گیرد (راس[۵]، ۱۹۷۴؛ هاوتورن، ۱۹۸۱؛ گیلبرت[۶] و همکاران، ۱۹۸۲؛ اشمیت[۷]، ۱۹۹۲؛ اندرسون و اسمیت[۸]، ۱۹۹۵؛ استین و دایتل[۹]، ۲۰۰۱). بدین ترتیب با افزایش فشار و دما مقدار Al_2O_3 به عنوان تابعی از این دو افزایش می‌یابد (ارنست و لیو، ۱۹۹۸). از سویی دیگر، با افزایش دما، عنصر Ti در سایت M_2 آمفیبول نیز افزایش می‌یابد (راس، ۱۹۷۴). البته به دلیل شعاع یونی بزرگتر Ti نسبت به Al، Ti کمتر تحت تأثیر فشار قرار می‌گیرد. به همین دلیل می‌توان بیان نمود که میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیم‌دار با دما رابطه مستقیم، ولی با فشار رابطه تقریباً معکوس دارد (ارنست و لیو، ۱۹۹۸).

تاکنون استفاده از آمفیبول‌ها به عنوان ژئوبارومتر توسط محققین بسیاری مورد بررسی قرار گرفته است. نتیجه این بررسی‌ها ارائه ژئوبارومتر آلومینیم موجود در هورنبلند می‌باشد. همان‌گونه که بیان شد، عوامل زیادی بر میزان Al هورنبلندها تأثیرگذار می‌باشند. مقدار Al آمفیبول‌ها علاوه بر فشار و دما، به فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ‌کل و فازهای همراه آمفیبول نیز بستگی دارد. با توجه به مطالعات هالیستر[۱۰] و همکاران (۱۹۸۷)، جانشینی چرماک[۱۱] $\left(Si + R^{2+} = Al^{IV} + Al^{VI}\right)$ نسبت به فشار حساس می‌باشد و با افزایش فشار، مقدار آلومینیم موجود در شبکه هورنبلند افزایش می‌یابد.

---

[1] Blundy and Holland
[2] Anderson
[3] Ernst and Liu
[4] Mg # = Mg/(Mg+Fe)
[5] Raase
[6] Gilbert
[7] Schmidt
[8] Anderson and Smith
[9] Stein and Dietl
[10] Hollister
[11] Tschermak substitution

واکنش‌های دیگر از قبیل جانشینی اِدِنیت[۱] ($Si+Vac_A=Al^{IV}+(Na+K)^A$) و واکنش‌هایی که در آنها Ti حضور دارد ($Ti+R^{2+}=2Al^{VI}$, $Ti+Al^{IV}=Al^{VI}+Si$) بیشتر از آنکه فشار بر آنها اثر بگذارد، توسط دما کنترل می‌شوند (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵). یعنی هر چه دما افزایش می‌یابد، جانشینی اِدنیت بیشتر انجام می‌گیرد.

فوگاسیته اکسیژن نیز می‌تواند نسبت‌های ($Fe\# =Fe/Fe+Mg$) و ($Fe^{3+}\# =Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$) را کنترل نماید. به صورتیکه هر چقدر فوگاسیته اکسیژن کمتر باشد، Fe^{2+} بیشتری وجود خواهد داشت. مقادیر Fe# توسط اسپیر[۲] (۱۹۸۱) و اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) تقسیم‌بندی شده است. بر اساس این تقسیم‌بندی مقادیر صفر تا ۰/۶، بالا، مقادیر ۰/۶ تا ۰/۸، متوسط و مقادیر بیش از یک، پایین به حساب می‌آیند. میزان Fe# در آمفیبول‌های توده تونالیتی دهنو بین ۰/۵ تا ۰/۶ می‌باشد که بر پایه این طبقه‌بندی در محدوده بالا قرار می‌گیرند.

روابط واکنش‌های جانشینی که در آنها Al شرکت دارد و نیز فوگاسیته اکسیژن، بر پایه این واقعیت هستند که فوگاسیته کم اکسیژن موجب می‌شود Fe^{2+} وارد شبکه هورنبلند شود. از سویی دیگر نسبت بالای Fe^{2+}/Fe^{3+} ترجیحاً باعث جانشینی Mg توسط Al، در هنگام جانشینی چرماک می‌گردد. به این ترتیب مقدار فوگاسیته اکسیژن پایین موجب افزایش Al موجود در هورنبلند می‌شود. از این رو اندرسون (۱۹۹۷) پیشنهاد نموده که بهتر است تنها هورنبلندهایی برای ژئوبارومتری استفاده شوند که دارای $Fe\#<0.65$ باشند که خوشبختانه این مقدار در آمفیبول‌های توده تونالیتی دهنو بین ۰/۵ تا ۰/۶ می‌باشد (جدول ۴-۱).

نسبت Fe^{3+}/Fe_{total} از پارامترهای دیگری است که توسط اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) و اشمیت (۱۹۹۲) برای آمفیبول‌های مورد استفاده در مطالعات فشار و دماسنجی مورد توجه قرار گرفته است. نسبت Fe^{3+}/Fe_{total} برای آمفیبول‌های آنالیز شده تونالیت دهنو از ۰/۱۶ تا ۰/۲۳ متغیر بوده و تقریباً در محدوده پیشنهاد شده توسط اشمیت (۱۹۹۲) یعنی ۰/۲ قرار می‌گیرد.

ایراد این معیارها در این است که آنها صرفاً بر اساس محاسبات استوکیومتری هستند، نه بر اساس اندازه‌گیری محتوای Fe^{2+} و Fe^{3+}. لذا Fe# و $Fe^{3+}\#$ نمی‌توانند تنها معیارهای لازم برای تعیین فوگاسیته اکسیژن باشند. از این‌رو به نظر می‌رسد که توجه به حضور کانی‌های فرعی نیز می‌تواند بسیار مفید باشد. به نظر ایشیهارا (۱۹۷۷)[۳] سنگ‌های آذرین حاوی مگنتیت (سری‌های مگنتیت) مربوط به شرایط تبلور در

[1] Edenite substitution
[2] Spear
[3] Ishihara

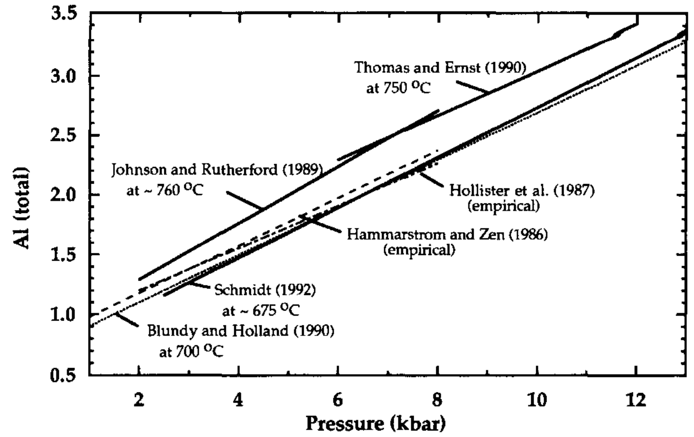
فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشند. ولی سری‌های ایلمنیت‌دار بیانگر فوگاسیته پایین اکسیژن می‌باشند. علاوه بر این حضور اسفن بیانگر فوگاسیته اکسیژن بالا است. به‌طور کلی هورنبلندهایی که در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند نتایج ژئوبارومتری قابل اعتمادتری را ارائه می‌کنند.

۴-۱-۱-۲- ژئوبارومتری بر اساس آلومینیم موجود در آمفیبول

روش‌های فشارسنجی موجود برای آمفیبول همگی مبتنی بر اندازه‌گیری مقدار Al موجود در هورنبلند می‌باشند. هر چقدر مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد مقدار فشار محاسبه شده بیشتر خواهد بود (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵). ولی مسئله اصلی این است که مقدار Al موجود در آمفیبول با شرایط محیط ارتباط تنگاتنگی دارد و مجموعه‌ای از عوامل می‌توانند بر آن تأثیر گذاشته و سبب تغییر مقدار آن و در نتیجه تغییر در فشار محاسبه شده گردند. بدیهی است که در این‌صورت میزان محاسبه شده برای فشار غیر واقعی خواهد بود. پس لازم است که عوامل محیطی مؤثر بر مقدار Al موجود در آمفیبول و نیز ویژگی‌های یک آمفیبول مناسب برای مطالعات دما و فشارسنجی شناخته شوند تا با در نظر گرفتن آنها، اندازه‌گیری‌های فشار و دما به واقعیت نزدیک‌تر باشند.

در شکل ۴-۱ انواع کالیبراسیون‌های این بارومتر آورده شده‌اند. همان‌طوری که در این شکل مشاهده می‌شود، کالیبراسیون‌های تجربی مانند آنچه هالیستر و همکاران (۱۹۸۷)، همرستورم و زِن[۱] (۱۹۸۶) اعلام داشتند، در دماهای نزدیک به سولیدوس اشباع از H_2O به منحنی اشمیت (۱۹۹۲) شباهت دارند. در صورتیکه کالیبراسیون‌های تجربی که در دماهای بالاتر استفاده شده‌اند مانند جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹)[۲] و توماس و ارنست[۳] (۱۹۹۰)، به دلیل افزایش Al^{IV}، در همان فشار مقادیر Al_{total} بیشتری را در هورنبلند نشان می‌دهند (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

[1] Hammarstrom and Zen
[2] Johnson and Rutherford
[3] Thomas and Ernst



شکل ۴-۱: تعدادی از کالیبراسیون‌های تجربی و آزمایشی مربوط به بارومتری آلومینیم موجود در هورنبلند.

اولین بار همرستروم و زن (۱۹۸۶) وجود ارتباط بین Al_{total} آمفیبول را با فشاری که آمفیبول در آن شکل گرفته را مطرح نمودند. آنها فرمولی تجربی را برای محاسبه فشارسنجی در فشارهای ۲ تا ۸ کیلوبار ارائه نمودند که بدین صورت بود:

$$P(\pm 3Kbar) = -3.92 + 5.03 \times Al_{total}$$

هولیستر و همکاران (۱۹۸۷) فرمول زیر را برای فشارهای ۴ تا ۶ کیلوبار ارائه نمودند:

$$P(\pm 1Kbar) = -4.76 + 5.64 \times Al_{total}$$

فرمول زیر نیز توسط جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹) در فشارهای ۲ تا ۸ کیلوبار ارائه شده است:

$$P(\pm 0.5Kbar) = -3.46 + 4.23 \times Al_{total}$$

سپس اشمیت (۱۹۹۲) این فرمول را به صورت زیر تغییر داد و برای محاسبه فشار تشکیل آمفیبول در فشارهای ۲/۵ تا ۱۳ کیلوبار ارائه نمود:

$$P(\pm 0.6Kbar) = -3.01 + 4.76 \times Al_{total}$$

کلیه این کالیبراسیون‌ها فشارهای نزدیک و مشابهی را ارائه می‌کنند. اما استفاده از این بارومترها مستلزم حضور مجموعه کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، هورنبلند، بیوتیت، اسفن، مگنتیت و ایلمنیت همزمان با مذاب می‌باشند.

باید توجه داشت که این بارومتر تنها می‌تواند برای سنگ‌هایی که در فشار بین ۲/۵ تا ۱۳ کیلوبار متبلور شده‌اند استفاده شود و با توجه به اینکه بر طبق مطالعات هولیستر (۱۹۸۳) و کناه و هولیستر (۱۹۸۳) تونالیت‌ها سنگ‌هایی هستند که در شرایط فشار حدود ۶ تا ۹ کیلوبار و دمای ۷۰۰ الی ۹۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شوند لذا این بارومتر برای تونالیت‌ها قابل استفاده است. در حین مطالعه بهتر

است حاشیه آمفیبول که در تماس با کوارتز و یا فلدسپار پتاسیک است در محاسبات استفاده شود (استین و دایتل، ۲۰۰۱).

به منظور استفاده از این بارومترها برای توده تونالیتی، نمونه‌هایی از آمفیبول این سنگ که دچار دگرسانی نشده بودند انتخاب شده و مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفت و سپس فرمول ساختاری آنها محاسبه شد تا بتوان از آنها در انجام محاسبات بارومتری استفاده نمود (جداول ۳-۱ و ۳-۲). این آمفیبول‌ها از آمفیبول‌های کلسیک (فروهورنبلند) می‌باشند (شکل ۳-۷، فصل سوم). با توجه به پیشنهاد اندرسون (۱۹۹۷) و نیز اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵)، این هورنبلندها مورد بررسی قرار گرفته و مشاهده شد که نمونه‌ها دارای Fe#<0.65 می‌باشند (جدول ۴-۱). بنابراین این نمونه‌ها با توجه به این پیشنهاد برای بارومتری مناسب هستند.

جدول ۴-۱: نتایج محاسبه پارامترهای مربوط به فروهورنبلندهای موجود در تونالیت ده‌نو.

Sample	573	574	605	606	607	608	617	614	613	612	611	610
Fe#	0.61	0.61	0.59	0.59	0.59	0.57	0.59	0.58	0.58	0.59	0.60	0.59
Fe^{3+}#	0.50	0.48	0.44	0.41	0.44	0.43	0.52	0.52	0.54	0.49	0.48	0.43
Fe^{2+}	2.14	2.12	2.10	2.13	2.05	2.04	2.00	2.00	1.90	2.05	2.08	2.07
Fe^{3+}	0.50	0.50	0.42	0.39	0.45	0.39	0.54	0.51	0.59	0.49	0.49	0.43
Al^{iv}	1.45	1.54	1.41	1.46	1.45	1.29	1.45	1.47	1.44	1.45	1.47	1.44
Al^{vi}	0.51	0.53	0.53	0.55	0.57	0.52	0.50	0.48	0.50	0.52	0.53	0.58

با توجه به کاربرد کالیبراسیون‌های مختلف این روش ژئوبارومتری، فشار بدست آمده برای آمفیبول‌های درون تونالیت منطقه در حدود ۴/۲ تا ۶/۹ کیلوبار (به طور میانگین ۵/۸۹ کیلوبار) محاسبه شد (جدول ۴-۲). همان‌طوری که در این جدول مشاهده می‌شود مقادیر فشاری که از روش جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹) بدست آمده‌اند در حدود یک کیلوبار کمتر از سایر مقادیر بدست آمده می‌باشند و بالاترین مقادیر، نسبت به سایر روش‌ها، از روش هالیستر و همکاران (۱۹۸۷) بدست آمده است. با توجه به اینکه روش اشمیت (۱۹۹۲) جدیدتر بوده و برای تونالیت‌ها مقادیر دقیق‌تری را ارائه می‌کند، در اینجا از نتایج این روش استفاده شده و به این ترتیب محدوده فشار برای تشکیل آمفیبول موجود در تونالیت‌ها در حدود ۴/۹ تا ۶/۴ کیلوبار، با عمق میانگینی در حدود ۲۲/۴ کیلومتر پیشنهاد می‌شود (جدول ۴-۲).

جدول ۴-۲: نتایج بارومتری تونالیت‌های ده‌نو با استفاده از کالیبراسیون‌های مختلف (بر حسب کیلوبار).

Sample Point	573	574	605	606	607	608	610	611	612	613	614	617	Average (kbar)
Hammarstrom & Zen (1986)	5.9	6.5	5.9	6.2	6.2	5.2	6.2	6.2	6.0	5.8	5.9	5.9	6.0
Hollister et al. (1987)	6.3	6.9	6.2	6.6	6.6	5.5	6.6	6.6	6.4	6.2	6.2	6.2	6.3
Johnson & Rutherford (1989)	4.8	5.3	4.8	5.0	5.1	4.2	5.1	5.0	4.9	4.7	4.8	4.8	4.9
Schmidt (1992)	6.3	6.8	6.2	6.5	6.6	5.6	6.6	6.5	6.4	6.2	6.3	6.3	6.4

۴-۱-۲- ژئوترمومتری

۴-۱-۲-۱- روش دماسنجی پلاژیوکلاز- هورنبلند

ژئوترمومتر هورنبلند - پلاژیوکلاز بر اساس میزان Al^{IV} و Si موجود در موقعیت تترائدر هورنبلندها و نوع پلاژیوکلازهای همراه آنها، در سنگ‌های اشباع از سیلیس است. این ترمومتر برای سنگ‌های مربوط به رخساره شیست سبز تا گرانولیت قابل استفاده می‌باشد (بلوندی و هلند، ۱۹۹۰).

تا کنون سه کالیبراسیون مختلف توسط بلوندی و هلند (۱۹۹۰) و هلند و بلوندی (۱۹۹۴) برای این ژئوترمومتر ارائه شده است که دو مورد از آنها بر پایه واکنش ترمولیت - ادنیت و دیگری بر اساس واکنش اِدنیت - ریشتریت می‌باشد.

واکنش ترمولیت - اِدنیت و اِدنیت - ریشتریت به ترتیب به‌صورت زیر می‌باشند:

$$4SiO_2 + NaCa_2Mg_5Si_4(AlSi_3)O_{22}(OH)_2 \Rightarrow NaAlSi_3O_8 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$$

$$4Quartz + Edenite = Albite + Tremolite$$

$$NaCa_2Mg_5Si_4(AlSi_3)O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 \Rightarrow Na_2(CaNa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$$

$$Edenite + Albite = Richterite + Anorthite$$

در ابتدا برای اولین بار بلوندی و هلند (۱۹۹۰) یک ترمومتر تجربی بسیار ساده را ارائه نمودند که بر پایه واکنش ترمولیت - اِدنیت بود و می‌توان آن را برای سنگ‌های آذرین فلسیک تا حدواسط کوارتزدار که دارای پلاژیوکلاز با $An \leq 0.92$ هستند و میزان Si در فرمول ساختاری هورنبلند آنها کمتر یا مساوی ۷/۸ اتم در واحد فرمول[1] است، به‌کار برد. این ترمومتر برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد کالیبره شده است و فرمول آن به این صورت بود:

$$T(\pm 311°K) = \frac{0.677 \times P_{Kbar} - 48.98}{-0.0429 - 0.0083144 \times \ln\left\{(\frac{Si-4}{8-Si}) \times X_{Ab}^{P\lg}\right\}}$$

در این فرمول Si همان تعداد اتم Si موجود در هورنبلند بر حسب اتم در واحد فرمول است و $X_{Ab}^{P\lg}$ میزان آلبیت موجود در پلاژیوکلاز می‌باشد. در هنگام محاسبه دما میزان خطای این فرمول در حدود ± 311 درجه کلوین می‌باشد.

البته این کالیبراسیون در دماهای بسیار بالا و صرفاً برای برخی واحدهای سنگی قابل استفاده است (پلی و اشمیت، ۱۹۹۲)[2]، لذا هلند و بلوندی (۱۹۹۴) دوباره این ترمومتر را کالیبره نمودند و آن را به همه اجزایی که در واکنش اِدنیت - ترمولیت شرکت می‌کنند تعمیم دادند. با تغییراتی که هلند و بلوندی (۱۹۹۴) بر روی این ترمومتر دادند، این ترمومتر برای سنگ‌های متابازیت کوارتزدار نیز قابل استفاده شد.

[1] p.f.u
[2] Poli and Schmidt

در حقیقت، در سال ۱۹۹۴، هلند و بلوندی دو کالیبراسیون دیگر را معرفی نمودند که نه تنها مقادیر Si هورنبلند و Ab پلاژیوکلاز در آن مورد استفاده قرار گرفته بود، بلکه سازنده‌های درگیر در واکنش‌های ترمولیت - اِدنیت و اِدنیت - ریشتریت نیز در آنها مد نظر قرار گرفته بود. این کالیبراسیون‌ها قابلیت استفاده در دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلوبار را دارا می‌باشند. کالیبراسیون اول که به عنوان HB94A معروف است، بر اساس واکنش ترمولیت - ادنیت بوده و از آن می‌توان در سنگ‌های مافیک دگرگون شده دارای کوارتز استفاده نمود. در این فرمول چناچه $X_{ab}>50$ باشد، آنگاه $Y_{ab}=0$ خواهد بود.

$$T(\pm313°K)=\frac{-76.95+0.79\times P_{(Kbar)}+39.4\times X_{Na}^{A}+22.4\times X_{K}^{A}+(41.5-2.89\times P_{(Kbar)})\times X_{Al}^{M2}}{-0.0650-0.0083144\times\ln(\frac{27\times X_{vac}^{A}X_{Si}^{Ti}X_{Ab}^{Plg}}{256\times X_{Na}^{A}X_{Al}^{Ti}})}$$

کالیبراسیون دوم، HB94B بر اساس واکنش اِدنیت - ریشتریت است که از آن در سنگ‌های آذرین و دگرگونی دارا یا فاقد کوارتز استفاده می‌گردد.

$$T(\pm313°K)=\frac{-79.44+Y_{ab-an}-33.6X_{Na}^{M4}+(66.8-2.92\times P_{(Kbar)})\times X_{Al}^{M2}+78.5X_{Al}^{Ti}+9.4X_{Na}^{A}}{-0.0721-R\ln(\frac{27\times X_{Na}^{M4}X_{Si}^{Ti}X_{An}^{Plg}}{64\times X_{Ca}^{M4}X_{Al}^{Ti}X_{Ab}^{Plg}})}$$

البته این کالیبراسیون‌ها ایرادهایی نیز دارد. مثلاً به‌کارگیری پارامترهای زیاد که همه بر دمای محاسبه شده مؤثرند، می‌تواند موجب خطا در محاسبات شود.

این فرمول برای دماهای ۴۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد کالیبره شده و در صورتی بهترین نتیجه را ارائه می‌کند که پلاژیوکلاز $X_{An}<0.90$ بوده و هورنبلندها هم دارای $Na^{A}>0.02$ p.f.u، Si=6.0-7.7 p.f.u. و $Al^{VI}<1.8$ p.f.u. باشند. مقادیر مربوط به این پارامتر در آمفیبول‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو در جدول ۵ پیوست آورده شده‌اند. خوشبختانه همان‌طور که در این جدول مشاهده می‌شود، آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای مورد استفاده در این ژئوترمومتری دارای ویژگی‌های مذکور می‌باشند.

با توجه به وجود کوارتز در سنگ‌های تونالیتی ده‌نو، به منظور دماسنجی از روش هلند و بلوندی (۱۹۹۴) استفاده شد. که واکنش آن به صورت Edenite + 4Quartz = Tremolite + Albite می‌باشد.

به منظور ژئوترموبارومتری این سنگ‌ها در ابتدا، محدوده فشار برای هر یک از این سنگ‌ها مشخص شده و سپس بر اساس مقدار فشار بدست آمده از روش اشمیت (۱۹۹۲)، که روش جدیدتری بوده و نتایج دقیق‌تری را نسبت به سایر روش‌ها ارائه می‌نماید، محدوده دمایی توسط روش هلند و بلوندی (۱۹۹۴)

تعیین می‌شود. به این ترتیب نتایج این ژئوترموبارومتری در مورد تونالیت‌های ده‌نو بیانگر دمایی در حدود ۶۷۹/۴ درجه سانتیگراد در فشار متوسط ۶/۴ کیلوبار (میانگین فشار با استفاده از روش اشمیت، ۱۹۹۲) می‌باشد.

۴-۱-۳- بررسی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تبلور مگاکریست‌های گارنت در تونالیت ده‌نو

۴-۱-۳-۱- فشار

آزمایش‌های انجام گرفته بر روی سنگ‌های آتشفشانی همانند آندزیت، داسیت و ریوداسیت (گرین، ۱۹۷۲؛ گرین و رینگوود، ۱۹۶۸؛ گرین، ۱۹۹۲) نشان می‌دهند که گارنت‌ها در ماگماهای با فشار ۵ تا ۷ کیلوبار ناپایدار می‌گردند. نتایج مشابهی نیز از ذوب سنگ‌های گری‌وک، پلیت و گنایس تونالیتی به‌دست آمده است (اسکرلی و جانستون[1]، ۱۹۹۳؛ پاتینو دوس[2] و جانستون، ۱۹۹۱؛ ویلزوف و مونتل[3]، ۱۹۹۴). شرایط فشار بالاتر از ۵ تا ۷ کیلوبار همیشه برای تبلور گارنت از مذاب لازم نمی‌باشد. به‌طور مثال، در یک ماگمای آلومینه یا ماگمای غنی از Mn، گارنت می‌تواند حتی در فشار یک کیلوبار متبلور گردد (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵). کلمنس و وال[4] (۱۹۸۱و ۱۹۸۸) نشان دادند که گارنت‌های غنی از آلماندین می‌توانند در فشار یک کیلوبار نیز در ماگماهای گرانیتی نوع S نیز پایدار بمانند. باید توجه داشت که کردیریت نیز به همراه گارنت می‌تواند در فشارهای ۵-۷ کیلوبار در چنین ماگماهایی پایدار بماند.

گرین (۱۹۷۷) متوجه شد که افزایش مقدار MnO گارنت (محتوای اسپسارتین) می‌تواند موجب افزایش محدوده پایداری گارنت تا فشارهای پایین‌تر گردد. در حقیقت، بر اساس پیشنهاد گرین (۱۹۷۷)، میزان گروسولار و اسپسارتین موجود در گارنت نسبت به شرایط دما و فشار حساس می‌باشد، به طوریکه محتوی گروسولار موجود در گارنت با افزایش فشار افزایش یافته، در حالی‌که محتوای بالاتر Mn می‌تواند موجب پایداری گارنت در عمق‌های کمتر گردد، لذا گارنت غنی از Mn (MnO>4 wt%) می‌تواند از مذاب‌های سیلیسی و در فشار $\geq$ ۵ کیلوبار متبلور شود.

مطالعات کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) بر روی داسیت‌های ستوچی و مطالعه حاضر بر روی تونالیت‌های ده‌نو حاکی از این است که گارنت‌های نوع I آنها از نظر عیار اسپسارتین فقیر بوده (کمتر از ۷ درصد در ستوچی و کمتر از ۳ درصد در ده‌نو) و با کردیریت همزیستی ندارند. بنابراین، فنوکریست‌های گارنت مذکور از ماگماهایی در فشار بیشتر از ۵ تا ۷ کیلوبار ته‌نشین شده‌اند.

---

[1] Skjerlie and Johnston
[2] Patino Douce
[3] Vielzeuf and Montel
[4] Clemens and Wall

با توجه به اینکه کاهش مقدار MnO گارنت (محتوای اسپسارتین) می‌تواند موجب افزایش محدوده پایداری گارنت تا فشارهای بالاتر (بیشتر از ۵ کیلوبار) گردد (گرین، ۱۹۷۷) و مقایسه ترکیب گارنت موجود در تونالیت‌ها ($Alm_{62.91}Pyr_{16.56}Grs_{14.11}Sps_{4.73}$) با گارنت موجود در شیست‌ها ($Alm_{76.28}Sps_{15.36}Pyr_{6.09}Grs_{0.65}$)، مشاهده می‌شود که گارنت موجود در تونالیت‌ها دارای مقدار بالاتر Mg و Ca و میزان Fe^{2+} و Mn کمتری در مقایسه با شیست‌ها بوده (جدول ۵-۲)، و به این وسیله تشکیل گارنت موجود در تونالیت‌ها در فشارهای بالاتر بخوبی تأیید می‌گردد.

از سویی دیگر بر اساس روش‌های گوناگون بارومتری انجام گرفته بر روی آمفیبول‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو (جدول ۴-۲)، این سنگ‌ها در فشار ۶/۴ کیلوبار، بر اساس روش اشمیت (۱۹۹۲) متبلور شده‌اند. در حالی که فشار به‌دست آمده برای دگرگونی در شیست‌ها با استفاده از ترکیب گارنت (روش GBMAQ[1])، در حدود ۳ تا ۴/۵ کیلوبار بوده (جدول ۴-۵) و این فشار بسیار کمتر از مقدار فشاری است که گارنت‌ها در تونالیت‌های منطقه تشکیل شده‌اند. این عدم تطابق فشارهای به‌دست آمده برای شرایط تشکیل گارنت موجود در شیست‌ها نیز به‌خوبی می‌تواند مؤید ماهیت متفاوت گارنت تونالیت‌ها در مقایسه با گارنت موجود در شیست‌ها باشد.

۴-۱-۳-۲- دما

از توزیع عناصر بین زوج کانی‌هایی که تعادل کانی‌شناسی و ترمودینامیکی دارند می‌توان به عنوان ابزاری جهت حرارت‌سنجی و همچنین معیاری برای اندازه‌گیری میزان تعادل شیمیایی در هنگام تشکیل سنگ استفاده نمود. بسیاری از جنبه‌های توزیع عناصر بین گارنت و زوج کانی دیگر توسط کرتز[2] (۱۹۵۴) مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس این مطالعات سیستم‌های مختلفی برای دماسنجی ایجاد شده که عبارت هستند از سیستم‌های گارنت - بیوتیت، گارنت - بیوتیت - کردیریت، گارنت - کردیریت، گارنت - کلریت، گارنت - استارولیت، گارنت - الیوین، گارنت - آمفیبول، گارنت - ارتوپیروکسن، گارنت - کلینوپیروکسن، گارنت - پلاژیوکلاز و گارنت - مذاب سیلیکاتی. در کلیه این سیستم‌ها اساس دماسنجی نسبت توزیع کاتیون‌ها، مخصوصاً Mg و Fe در زوج کانی‌هایی می‌باشد که تعادل کانی‌شناسی و ترمودینامیکی دارند. چون نسبت توزیع تابعی از دما است، لذا با اندازه‌گیری مقدار کاتیون‌ها در زوج کانی‌ها و با استفاده از منحنی‌های مربوطه می‌توان دمای تشکیل سنگ را شناخت.

[1] Garnet-Biotite-Muscovite-Alluminosilicate-Quartz Barometry
[2] Kretz

ترکیب شیمیایی گارنت و کانی‌های همراه موجود در سنگ می‌تواند بیانگر فشار و دماهای بالا باشد. هم‌رشدی این کانی‌ها نشان می‌دهد که یک تعادل ماگمایی بین کانی‌ها وجود دارد که از آن می‌توان برای بررسی شرایط دما و فشار تشکیل گارنت استفاده نمود.

گارنت‌های آذرین اولیه دارای مفاهیم منشأیی متفاوتی هستند، زیرا ترکیب آنها وابسته به نوع ماگما و فشار و دمایی است که تحت آن متبلور شده‌اند (گرین، ۱۹۷۷ و ۱۹۹۲). مجموعه کانی‌های گارنت + پلاژیوکلاز + آمفیبول در فشار ۸-۱۳ کیلوبار و دمای ۸۲۰-۹۲۰ و در یک مذاب داسیتی با ۵٪ آب پایدار است (گرین، ۱۹۹۲).

در منطقه ده‌نو گارنت موجود در تونالیت در فشارهای بالا تشکیل گردیده است، زیرا به‌عقیده گرین (۱۹۷۷) گارنت‌های ماگمایی نشان‌دهنده تبلور در فشارهای بالا ($P\geq7$ kbar) می‌باشند. در واقع، گارنت اولیه با CaO بالا، MnO پایین و به‌همراه پلاژیوکلاز غنی از Ca, در فشار بالا (۷ تا ۱۲ کیلوبار)، دمای بالا (۸۰۰ الی ۹۴۰ درجه سانتیگراد) و همراه با هورنبلند و بیوتیت دیده می‌شود (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). در مورد تونالیت‌های منطقه ده‌نو، با توجه به میزان فشار محاسبه شده با روش آلومینیم در آمفیبول، که به طور میانگین در حدود ۶/۴ کیلوبار (روش اشمیت، ۱۹۹۲) در نظر گرفته شد، متوسط دمای محاسبه شده به روش ترمومتری آمفیبول- پلاژیوکلاز در حدود ۶۷۹/۴ درجه سانتیگراد (تقریباً معادل ۶۸۰ درجه سانتیگراد) به‌دست آمد (جدول ۴-۳).

جدول ۴-۳: نتایج ترموبارومتری تونالیت‌های منطقه ده‌نو.

	P (kbar)	T (°C)
Methods	Al in Amphibole (Schmidt, 1992)	Hbl – Plg (Holland & Blundy, 1994)
Results	6.4	679.4

گرین و رینگوود (۱۹۶۸) معتقدند که گارنت غنی از آلماندین موجود در ماگماهای سیلیسی، یک فاز لیکوئیدوس یا نزدیک به شرایط لیکوئیدوس است که در شرایط فشار بالا (۹ تا ۱۸ کیلوبار) پایدار می‌ماند. مطالعات بعدی توسط هنسن[1] و گرین (۱۹۷۳)، گرین (۱۹۷۳، ۱۹۷۶، ۱۹۷۷، ۱۹۸۲، ۱۹۹۲)، کلمنس و وال (۱۹۸۱) و کنراد و همکاران (۱۹۸۸) نشان داد که آلماندین غنی از کلسیم (CaO>4 wt%) و فقیر از منگنز (MnO<4 wt%) می‌تواند از ماگماهای آندزیتی آبدار و در فشارهای نسبتاً بالا (بیش از ۷ کیلوبار) و دماهای ۹۰۰ تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد متبلور شود. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی شیمی کانی‌ها، گارنت موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو غالباً از نوع آلماندین می‌باشد. میزان CaO موجود در

[1] Hensen

این گارنت‌ها ۵/۵۶ و میزان MnO آنها ۲/۱۹ می‌باشد (جدول ۵-۲). این مقادیر نشان می‌دهند که گارنت‌های مورد مطالعه با معیارهای مذکور تطابق داشته و در شرایط مشابهی تشکیل شده‌اند. به‌طوریکه با توجه به کاربرد روش ترمومتری پلاژیوکلاز - هورنبلند برای تونالیت‌های مورد مطالعه، که در آن دمایی در حدود ۶۸۰ سانتیگراد، در فشار متوسط ۶/۴ کیلوبار به‌دست آمد، این مسئله بخوبی تأیید می‌گردد.

به گفته اسپیر و چنی (۱۹۸۹)، گارنت‌های با نسبت $X_{Mn}=$ [Mn/(Mn+Fe+Mg)] برابر ۰/۱ تا دمای ۴۷۰ درجه سانتیگراد تشکیل نمی‌شوند که این نسبت در گارنت‌های موجود در تونالیت در حدود ۰/۰۳ تا ۰/۱ می‌باشد که مؤید تشکیل این گارنت‌ها در دمایی بالاتر از $470^{o}C$ است. گرین و رینگوود (۱۹۶۸) نشان دادند که آلماندین در دمای مذاب سنگ‌های آندزیتی یا با ترکیب داسیتی حاصل از ذوب بخشی رسوبات پلیتی در فشار بیشتر از ۹ کیلوبار یا در اعماق بیشتر از ۲۵ کیلومتری دیده می‌شود درحالیکه اسپسارتین با درصدمولی کمتر از ۱۰٪ نشان‌دهنده تشکیل گارنت در اعماق بیشتر از ۱۸ کیلومتری می‌باشد (گرین و رینگوود، ۱۹۶۸؛ گرین، ۱۹۷۷). این مطالعات تجربی به‌خوبی وابستگی بین شرایط P-T بالا (غنی از آلماندین) و شرایط P-T پایین (غنی از اسپسارتین) در گارنت موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی را تأیید می‌کند.

۴-۲- ژئوترموبارومتری سنگ‌های دگرگونی

اصولاً گارنت را می‌توان شاخص پتروژنتیک مفیدی تلقی نمود، البته نه فقط به دلیل پایداری آن در محدوده وسیعی از دما، بلکه توزیع آرام کاتیونی در گارنت موجب می‌شود که بتوان آنرا در بسیاری از ژئوترمومترها بکار برد. بنابراین گارنت‌های دارای منطقه‌بندی می‌توانند بخش مهمی از مسیر زمان - دما - فشار سنگ‌ها را ثبت نمایند (اسپیر و همکاران، ۱۹۸۴).

۴-۲-۱- دماسنج گارنت - بیوتیت

روش دماسنجی گارنت - بیوتیت در طی ۴۰ سال گذشته با ارائه بیش از ۳۰ کالیبراسیون در حال گسترش بوده است. برای نخستین بار کرتز (۱۹۵۹) امکان وابستگی ضریب تغییرات دمایی را بوسیله آزمایش‌های تجربی مطرح نمود و در ۱۹۶۴ رابطه بین توزیع Fe و Mg را ناشی از تغییرات دما و فشار عنوان کرد اما معادله‌ای برای توضیح آن ارائه ننمود. فروست (۱۹۶۲) از توزیع Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت برای تعیین کیفی درجات دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی استفاده نمود. روابط K_D و T توسط مؤلفین گوناگون بیان شده است (چونگ‌مینگ و بن‌هی[1]، ۲۰۰۶).

[1] Chung-Ming and Ben-He

شرکت‌پذیری Mg و Fe در گارنت و بیوتیت همزیست به دمای تعادل بستگی دارد. به دلیل حضور این زوج کانی در درجات گوناگون، از تبادل Mg و Fe به عنوان یک دماسنج، کاربرد بسیار گسترده‌ای در مطالعات پترولوژیکی شده است. شرایط تعادل در فشار و دماهای مختلف برای تبادل Mg و Fe میان گارنت و بیوتیت تحت واکنش زیر صورت می‌گیرد:

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$$

آلماندین فلوگوپیت پیروپ آنیت

در واکنش فوق، آنیت و فلوگوپیت به ترتیب دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلول جامد بیوتیت بوده و آلماندین و پیروپ نیز دو قطب آهن و منیزیم‌دار محلول جامد گارنت هستند. به دلیل اینکه محلول‌های جامد این دو کانی به محلول‌های جامد ایده‌آل نزدیک هستند، بنابراین ضریب توزیع منیزیم و آهن در آنها تابعی از دما می‌باشد. این رابطه چندان تحت تأثیر فشار نبوده و برای مثال در دمای ۴۰۰ درجه سانتیگراد، در صورتیکه فشار به اندازه یک کیلوبار افزایش یابد، مقدار ضریب توزیع فقط به مقدار ۰/۱۴ تغییر می‌یابد. علاوه بر محاسبه تغییرات منیزیم و آهن، در برخی از کالیبراسیون‌ها تغییرات عناصری چون Mn ،Ca موجود در گارنت، Ti و Al موجود در بیوتیت نیز مورد توجه قرار گرفته است (هوجز[1] و اسپیر، ۱۹۸۲؛ داسگوپتا[2] و همکاران، ۱۹۹۱).

جهت محاسبه دما با روش گارنت – بیوتیت که به عنوان یک روش مرسوم در سنگ‌های دگرگونی مطرح می‌باشد، از شش کالیبراسیون معمول استفاده شده است. کالیبراسیون‌ها و پارامترهای لازم برای این روش به شرح زیر می‌باشند:

- **Thomson (1976)**

$$T = (2739.646 + 0.0234P) \;/\; (LnK_D + 1.56)$$

$$K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bio} \;/\; (X_{Mg}/X_{Fe})^{Grt}$$

- **Ferry and Spear (1978)**

$$T = (12454 + 0.057P) \;/\; (4.662 - 3RLnK)$$

$$K_D = (Mg/Fe)^{Grt} \;/\; (Mg/Fe)^{Bio}$$

- **Hodges and Spear (1982)**

$$T = (12454 + 0.057P) \;/\; (4.662 - 3RLnK)$$

$$K_D = (a_{Pyr}/a_{Alm}) \;/\; (a_{Phl}/a_{Ann})^{Bio} = (X_{Pyr}/X_{Alm})^{Gre} \;/\; (X_{Phl}/X_{Ann})^{Bio}.(Y_{Pyr}/Y_{Alm})$$

---
[1] Hodges
[2] Dasgupta

$$\left(Y_{Pyr}/Y_{Alm}\right)=\exp\left[(3300-1.5T).\left(X_{Grs}^{2}+X_{Alm}X_{Grs}+X_{Grs}X_{Sps}+X_{Pyr}X_{Grs}\right)+W_{MgMn}\right]$$
$$\left(X_{Sps}^{2}+X_{Grs}X_{Sps}+X_{Alm}X_{Sps}+X_{Pyr}X_{Sps}\right)\ ]RT$$
$$X_{Pyr}=Mg/(Fe+Mg+Ca+Mn)$$
$$X_{Alm}=Fe/(Fe+Mg+Ca+Mn)$$
$$X_{Grs}=Ca/(Fe+Mg+Ca+Mn)$$
$$X_{Sps}=Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn)$$
$$X_{Phl}=Mg/\left(Fe+Mg+Ti+Al^{VI}\right)$$
$$X_{Ann}=Fe/\left(Fe+Mg+Ti+Al^{VI}\right), W_{MgMn}=0$$

- **Perchuk and Lavrenteva (1983)**

$$T=(7843+\Delta V(P-6000))/(\ 1.9872LnK_{D}+5.699\ )$$
$$\Delta V=-0.0577$$
$$K_{D}=\left(X_{Mg}/X_{Fe}\right)^{Bio}/\left(X_{Mg}/X_{Fe}\right)^{Grt}$$

- **Dasgupta et al. (1991)**

$$T=(\ 4301+3000X_{Ca}^{Grt}+1300X_{Mn}^{Grt}-495\left(X_{Mg}-X_{Fe}\right)^{Grt}-3595X_{Bio}Al^{VI}$$
$$-4423X_{Ti}^{Bio}+1073\left(X_{Mg}-X_{Fe}\right)^{Bio}+(0.0246P)\ /\ (1.85-RLnK_{D})$$
$$K_{D}=(Mg/Fe)^{Grt}\ /\ (Mg/Fe)^{Bio}=(Fe/Mg)^{Bio}/(Fe/Mg)^{Grt}$$
$$X_{Mg}^{Grt}=Mg/\left(Mg+Fe^{2+}+Ca+Mn\right)$$
$$X_{Fe}^{Grt}=Fe^{2+}/\left(Mg+Fe^{2+}+Ca+Mn\right)$$
$$X_{Ca}^{Grt}=Ca/\left(Mg+Fe^{2+}+Ca+Mn\right)$$
$$X_{Mn}^{Grt}=Mn/\left(Mg+Fe^{2+}+Ca+Mn\right)$$
$$X_{Mg}^{Bio}=Mg/\left(Mg+Fe+Al^{VI}+Ti\right)$$
$$X_{AlVI}^{Bio}=\Sigma Al-\left[Si+Al^{VI}\right]$$
$$X_{Ti}^{Bio}=Ti/\left(Mg+Fe+Al^{VI}+Ti\right)$$
$$X_{Fe}^{Bio}=Fe/\left(Mg+Fe+Al^{VI}+Ti\right)$$

- **Bhattacharya et al. (1992)**

$$A\ )T(HW)=\left[20286+0.0193P-\left\{2080\left(X_{Mg}^{Grt}\right)^{2}-6350\left(X_{Fe}^{Grt}\right)^{2}-13807\left(X_{Ca}^{Grt}\right)\right.\right.$$
$$\left(1-X_{Mn}^{Grt}\right)+8540\left(X_{Fe}^{Grt}\right)\left(X_{Mg}^{Grt}\right)\left(1-X_{Mn}^{Grt}\right)+4215\left(X_{Ca}^{Grt}\right)\left(X_{Mg}^{Grt}-X_{Fe}^{Grt}\ \right)\}$$
$$+4441\left(2X_{Mg}^{Bio}-1\right)\ ]\ /\ \left[\left(13.138+8.3143LnK_{D}+6.276\left(X_{Cq}^{Grt}\right)\left(1-X_{Mn}^{Grt}\right)\right)\right]$$
$$B\ )T(GS)=\left[13538+0.0193P-\left\{837\left(X_{Mg}^{Grt}\right)^{2}-10460\left(X_{Fe}^{Grt}\right)^{2}-13807\left(X_{Ca}^{Grt}\right)\right.\right.$$
$$\left(1-X_{Mn}^{Grt}\right)+19246\left(X_{Fe}^{Grt}\right)\left(X_{Mg}^{Grt}\right)\left(1-X_{Mn}^{Grt}\right)+5649\left(X_{Ca}^{Grt}\right)\left(X_{Mg}^{Grt}-X_{Fe}^{Grt}\ \right)\}$$
$$+7972\left(2X_{Mg}^{Bio}-1\right)\ ]/\left[\left(6.778+8.3143LnK_{D}+6.276\left(X_{Ca}^{Grt}\right)\left(1-X_{Mn}^{Grt}\right)\right)\right]$$

$$K_D = \left(X_{Mg}/X_{Fe}\right)^{Bio}/\left(X_{Mg}/X_{Fe}\right)^{Grt}$$
$$X_{Mg}^{Grt} = Mg/\left(Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn\right)$$
$$X_{Fe^{2+}}^{Grt} = Fe^{2+}/\left(Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn\right)$$
$$X_{Ca}^{Grt} = Ca/\left(Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn\right)$$
$$X_{Mn}^{Grt} = Mn/\left(Mg + Fe^{2+} + Ca + Mn\right)$$
$$X_{Mg}^{Bio} = Mg/\left(Mg + Fe^{2+}\right)$$

نتایج کاربرد این روش برای نمونه‌های مربوط به شیست‌های ده‌نو، در جدول ۴-۴ ارائه شده است. تغییرات دماهای به دست آمده توسط روش‌های مختلف در جدول ۴-۴، دارای دامنه‌ای تغییراتی از ۴۷۳ تا ۴۸۱ درجه سانتیگراد می‌باشند. در حقیقت کمترین مقادیر توسط روش داسگوپتا و همکاران (۱۹۹۱) و بیشترین مقادیر از روش پیشنهادی پرچاک و لاورنتا (۱۹۸۳) حاصل گردیده‌اند که به طور متوسط می‌توان محدوده ۴۷۳ تا ۴۸۱ درجه سانتیگراد را برای شیست‌ها به هنگام تعادل دو فاز گارنت و بیوتیت در طی دگرگونی این سنگ‌ها پیشنهاد نمود.

جدول ۴-۴: نتایج ترمومتری شیست های ده‌نو با استفاده از کالیبراسیون‌های مختلف گارنت - بیوتیت.

Sample (Grt-Bi)	678	773
Thomson (1976)	513	522
Ferry and Spear (1978)	475	486
Hodges and Spear (1982)	477	488
Perchuk and Lavrenteva (1983)	523	530
Dasgupta et al. (1991)	378	383
Bhattacharya et al. (1992)-HW	486	494
Bhattacharya et al. (1992)-GS	460	467
Average T (°C)	473	481

۴-۲-۲- دماسنج گارنت - مسکوویت

مسکوویت در اکثر رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت در متاپلیت‌ها حضور دارد. بنابراین استفاده از دماسنج گارنت - مسکوویت جهت شناسایی شرایط دمایی متاپلیت‌ها بسیار با اهمیت می‌باشد. زمین دماسنج گارنت - مسکوویت در سنگ‌های سکانس‌های پیشرونده زون‌های دگرگونی معکوس و هاله‌های کنتاکت حرارتی کاربرد گسترده‌ای دارد. اساس این زمین دماسنج بر اساس تبادل Mg-Fe بین دو کانی مسکوویت و گارنت می‌باشد. این ژئوترمومتری تاکنون توسط کراف و رحیم[1] (۱۹۸۷)، گرین و هلمن[2] (۱۹۸۲)، هاینس و فارست[3] (۱۹۸۸) و وو و همکاران[4] (۲۰۰۲) مورد مطالعه قرار گرفته است. این زمین‌دماسنج در شرایط دمایی ۴۵۰ الی ۷۶۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰/۸ تا ۱۱/۱ کیلوبار با محدوده ۵۰±

[1] Krogh and Raheim
[2] Green T.H. and Hellman
[3] Hynes and Forest
[4] Wu

درجه سانتیگراد کالیبره شده است (چونگ مینگ و گوچون[1]، ۲۰۰۶). تفاوت بین ترمومترهای گارنت - مسکوویت و گارنت - بیوتیت وابسته به تشکیل دهنده سلادونیت[2] در مسکوویت می‌باشد.

بنابراین زمین‌دماسنج گارنت - مسکوویت برای سنگ‌های دگرگونی که میزان منیزیم مسکوویت آنها بیشتر از ۰/۱۳ و مقدار آهن کمتر از ۰/۰۴ بر اساس ۱۱ اکسیژن باشد، توصیه نمی‌گردد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده پیشنهادی قرار می‌گیرند. شیب منحنی‌های دما - فشار در ترمومتر گارنت - مسکوویت بیشتر از گارنت - بیوتیت می‌باشد. محققین دلیل این امر را وابستگی کمتر ترمومتر گارنت - مسکوویت به فشار عنوان می‌نمایند (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۶). این ترمومتر در سنگ‌های دگرگونی در شرایطی که بیوتیت در سنگ حضور ندارد، بسیار کاربردی می‌باشد. در این تحقیق با توجه به مدل‌های ارائه شده توسط محققین مختلف، نمونه‌های مورد مطالعه، بوسیله روش چونگ‌مینگ و گوچون (۲۰۰۶) مورد بررسی قرار گرفتند.

این ترمومتر با توجه به حضور یا عدم حضور آهن فریک در مسکوویت و با استفاده از دو فرمول زیر محاسبه می‌شود:

واکنش مدل A (محاسبه دما با فرض عدم وجود آهن فریک):

$$T_{(a)}^{(K)} = \{\ 2325.8 + P(kbar)[-0.1 - 13.5(Fe_b - Mg_b) - 0.0135(Fe_c - Mg_c - 6541.2)] \\ (X_{mus}^{Fe} - X_{Mus}^{Mg}) - 1127.7 X_{mus}^{Al}\ \} \ / \ \{1 + 0.0135[R \ln K_{ideal}(1) + (Fe_a - Mg_a)]\}$$

واکنش مدل B (محاسبه دما در حالتی که ۵۰٪ آهن کل، آهن فریک باشد):

$$T_{(b)}(K) = \{2064.7 + P(kbar)[-0.7 - 9.8(Fe_b - Mg_b)] - 0.0098(Fe_c - Mg_c) \\ - 7077.9(X_{mus}^{Fe} - X_{mus}^{Mg}) - 941.7 X_{mus}^{Al}\} / \{1 + 0.0098[R \ln K_{ideal}(1) + (Fe_a - Mg_a)]\}$$

خطا در زمین‌دماسنج گارنت - مسکوویت به دلایل گوناگونی مانند عدم دقت مدل‌های آنالیز ترکیب شیمیایی کانی‌ها روی می‌دهد. البته تعیین خطاهای نهایی در ترمومتر گارنت - مسکوویت از میان روش‌های منتشر شده مشکل می‌باشد (اسپیر، ۱۹۹۵).

نتایج حاصل از محاسبه دما به وسیله زمین دماسنج گارنت - مسکوویت در مورد شیست‌ها و هورنفلس مورد مطالعه در جدول ۴-۵ عنوان شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، مقادیر متوسط دمای دگرگونی که شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه ده‌نو را تحت تأثیر قرار داده، بسیار به هم نزدیک بوده و دارای دامنه تغییراتی از ۴۴۶ تا ۶۴۰ درجه سانتیگراد است. در حقیقت این دما برای شیست‌ها با استفاده از روش

[1] Chung-Ming and Gouchun
[2] Celadonite

گارنت - مسکوویت در حدود ۴۵۹ تا ۵۲۶ درجه سانتیگراد و بر اساس روش گارنت - بیوتیت در حدود ۴۷۳ تا ۴۸۱ درجه سانتیگراد می‌باشد. همچنین دما برای هورنفلس‌های منطقه با استفاده از روش گارنت - مسکوویت، در حدود ۴۶۶ تا ۴۹۷ درجه سانتیگراد تعیین گردید.

۴-۲-۳- دماسنجی Ti موجود در بیوتیت

مقدار Ti موجود در بیوتیت به‌عنوان تابعی از تغییرات دما در سنگ‌های دگرگونی شناخته شده است (انگل و انگل[۱]، ۱۹۶۰؛ کوآک[۲]، ۱۹۶۸، رابرت[۳]، ۱۹۷۶؛ دایمک[۴]، ۱۹۸۳؛ پاتینودوس، ۱۹۹۳). به‌هرحال عواملی که بر مقدار Ti موجود در بیوتیت تأثیر می‌گذارند صرفاً به تغییرات دما محدود نمی‌باشند، بلکه عوامل فشار، شیمی بلورهای بیوتیت و مجموعه کانی‌های همراه آنها نیز مهم می‌باشد (دایمک، ۱۹۸۳؛ هنری و گویدوتی[۵]، ۲۰۰۲). افزایش دما موجب افزایش مقدار Ti و افزایش فشار موجب کاهش آن می‌شود (رابرت، ۱۹۷۶). البته این روش برای بررسی شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های متاپلیتی پرآلومین در فشارهای کم تا متوسط و نیز سنگ‌های دگرگونی پرآلومین پیشنهاد شده است و برای محدوده دمایی ۴۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد مقادیر دمایی منطقی را (با خطای تقریبی ±۲۴°C) ارائه می‌نماید (هنری و همکاران، ۲۰۰۵). هنری و همکاران (۲۰۰۵) فرمول این ژئوترمومتر را به‌صورت زیر بیان کرده‌اند:

$$T\,(^{o}C)=\{[\mathrm{Ln(Ti)}+2.3594+1.7283(X_{Mg})^{3}]/(4.6482\times10^{-9})\}^{0.333}$$

در آن Ti تعداد اتم‌های تیتان محاسبه شده در فرمول ساختاری (a.p.f.u.) بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و X_{Mg} برابر Mg/(Mg+Fe) می‌باشد.

دمایی که با استفاده از این روش برای شیست‌ها مورد مطالعه به‌دست می‌آید، در حدود ۵۴۸ تا ۵۹۶ درجه سانتیگراد می‌باشد. این دما با دماهایی که برای این سنگ‌های دگرگونی محاسبه شد (جدول ۴-۵) تطابق نشان می‌دهد.

۴-۲-۴- فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز

به کارگیری فشارسنج‌های گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز[۶] و گارنت - آلومینوسیلیکات - پلاژیوکلاز[۷] محدوده‌های فشار مشابهی را نشان می‌دهند (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۷). به علاوه متاپلیت‌های داخل هاله مرز حرارتی یا مناطق جغرافیایی محدود، هیچ معکوس‌شدگی

[1] Engel and Engel
[2] Kwak
[3] Robert
[4] Dymek
[5] Henry and Guidotti
[6] GBMAQ
[7] GASP

فشار را در فشارسنج‌های GBMAQ و GASP نشان نمی‌دهند. این فشارسنج هیچ تأثیر منظمی در اثر تغییرات فشار، دما، Al^{VI} در مسکوویت، Fe در بیوتیت و گارنت نشان نمی‌دهد. فشارسنج GBMAQ برای مجموعه‌های دگرگونی با گارنت کم کلسیم (<۰/۰۳) و پلاژیوکلاز کم کلسیم (<۰/۱۷) و سنگ‌های دگرگونی فاقد پلاژیوکلاز مناسب می‌باشد (چونگ مینگ و گوچون، ۲۰۰۷).

مجموعه کانی‌های گارنت+بیوتیت+مسکوویت+کوارتز±پلاژیوکلاز±آلومینوسیلیکات در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی متوسط تا بالا عمومیت دارند. در صورت حضور پلاژیوکلاز و آلومینوسیلیکات از فشارسنج GASP استفاده می‌شود (هولداوی[1]، ۲۰۰۱). در صورت حضور پلاژیوکلاز و فقدان آلومینوسیلیکات از فشارسنج GBPQ (وو و همکاران، ۲۰۰۴) یا ژئوبارومتر GMPQ (وو و همکاران، ۲۰۰۴؛ وو و ژائو[2]، ۲۰۰۶) استفاده می‌گردد.

زمین فشارسنج GBMAQ در محدوده متاپلیت‌های طبیعی، در دمایی در حدود ۵۳۰ تا ۸۹۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰/۸ تا ۹/۲ کیلوبار بر اساس زمین دماسنج گارنت - بیوتیت هولداوی (۲۰۰۰) و زمین فشارسنج GASP هولداوی (۲۰۰۱) کالیبره شده است. خطای تصادفی در فشارسنج GBMAQ در حدود ۰/۸± کیلوبار برآورد شده است (چونگ‌مینگ و گوچون، ۲۰۰۷). فشارسنج GBMAQ به صورت فرمول زیر کالیبره شده است (چونگ‌مینگ و گوچون، ۲۰۰۷):

$$
\begin{aligned}
P(bars) &= \left(1-\Delta H^0/\Delta V^0\right)+T(K).\left(\Delta S^0/\Delta V^0\right)\\
&+\left(W^{bio}_{MgAl}/\Delta V^0\right)X^{bio}_{Al}\left(X^{bio}_{Fe}+X^{bio}_{Mg}-1\right)\\
&+\left(W^{bio}_{MgTi}/\Delta V^0\right)X^{bio}_{Ti}\left(X^{bio}_{Ti}+X^{bio}_{Mg}-1\right)\\
&+\left(W^{bio}_{AlTi}/\Delta V^0\right)X^{bio}_{Al}X^{bio}_{Ti}+\left(1/\Delta V^0\right)\left\{-RTLn\left[\frac{\left(X^{bio}_{Fe}\right)^3}{\left(X^{grt}_{Fe}\right)^3\left(X^{mus}_{AlVI}\right)^2}\right]\right.\\
&+T\left(Fe_a+3.68X^{bio}_{Mg}+238.585X^{bio}_{Al}+370.39X^{bio}_{Ti}\right.\\
&-3.68X^{bio}_{Fe}X^{bio}_{Mg}-238.585X^{bio}_{Fe}X^{bio}_{A}\\
&\left.-370.39X^{bio}_{Fe}X^{bio}_{Ti}\right)+Fe_b.P(bars)+Fe_c-5333.0X^{bio}_{Mg}\\
&-209850.0X^{bio}_{Al}-310990.0X^{bio}_{Ti}+5333.0X^{bio}_{Fe}X^{bio}_{Mg}\\
&\left.+209850.0X^{bio}_{Fe}X^{bio}_{Al}+310990.0X^{bio}_{Fe}X^{bio}_{Ti}\right\}
\end{aligned}
$$

این معادله بر اساس حضور آلومینوسیلیکات آندالوزیت در مجموعه مورد مطالعه به صورت زیر کالیبره شده است (چونگ‌مینگ و گوچون، ۲۰۰۷):

[1] Holdaway
[2] Zhao

$$P_{(And)} = \{-23641.1 + 31.4192T - 261161.5X_{Al}^{bio} \times \left(X_{Fe}^{bio} + X_{Mg}^{bio} - 1\right) - 1489211.0X_{Ti}^{bio}$$
$$\left(X_{Fe}^{bio} + X_{Mg}^{bio} - 1\right) - 2782295.6X_{Al}^{bio}X_{Ti}^{bio} - 0.2637 \times \left[RTLn\left(\frac{\left(X_{Fe}^{bio}\right)^3}{\left(X_{Fe}^{bio}\right)^3\left(X_{AlVI}^{mus}\right)^2}\right)\right.$$
$$+T\left(Fe_a + 3.68X_{Mg}^{bio} + 238.585X_{Al}^{bio} + 370.39X_{Ti}^{bio} - 3.68X_{Fe}^{bio}X_{Mg}^{bio}\right.$$
$$\left.- 238.585X_{Fe}^{bio}X_{Al}^{bio} - 370.39X_{Fe}^{bio}X_{Ti}^{bio} \quad \right) + Fe_c - 5333.0X_{Mg}^{bio}209850.0X_{Al}^{bio}$$
$$\left. 310990.0X_{Ti}^{bio} + 5333.0X_{Fe}^{bio}X_{Mg}^{bio} + 209850.0X_{Fe}^{bio}X_{Al}^{bio} + 310990.0X_{Fe}^{bio}X_{Ti}^{bio} \quad \right]\}$$
$$/\left(1 = 0.2637Fe_b\right)$$

نتایج حاصل از محاسبه فشار به وسیله زمین‌فشارسنج GBMAQ در مورد شیست‌های مورد مطالعه در در حدود ۳ تا ۴/۵ کیلوبار می‌باشد (جدول ۴-۵).

جدول ۴-۵: نتایج ترموبارومتری شیست و هورنفلس منطقه ده‌نو با استفاده از کالیبراسیون‌های مختلف.

Thin Polish Section No.	Rock name	Geobarometry Method	P (kbar)	Geothermometry method	T (°C)
DH-3	Garnet schist	GBMAQ	3 – 4.5	GB* GM**	GB = 473-481 GM(a) = 459-526 GM(b) = 459-515
DH-4	Garnet schist			GM	GM(a) = 475-509 GM(b) = 467-486
DH-4	Garnet schist			TB***	TB = 548-596
DH-5	Hornfels			GM	GM(a) = 466-497 GM(b) = 446-486

*Garnet-Biotite
**Garnet-Muscovite
***Ti in Biotite

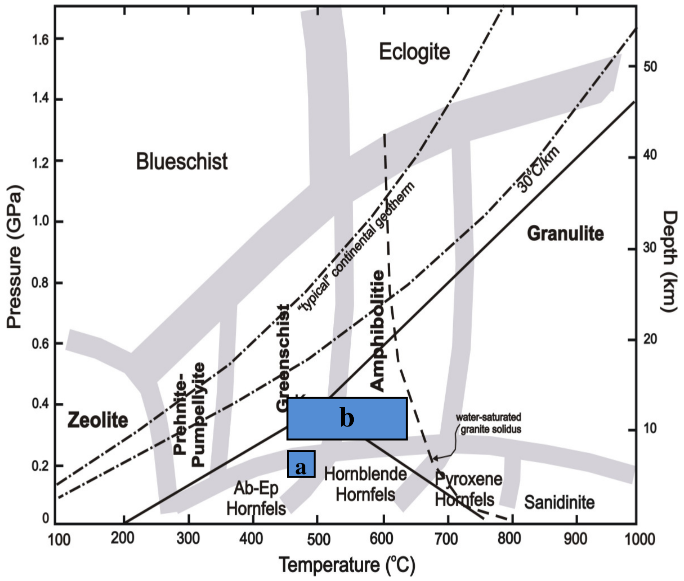
۴-۳- بحث

ترسیم مقادیر دمای بدست آمده برای رخداد دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ توده تونالیتی در درون هورنفلس منطقه، بر روی نمودار رخساره‌های دگرگونی بیانگر درجات دگرگونی در حد پایین‌تر نسبت به شیست‌های منطقه می‌باشد (شکل ۴-۲)، و این پدیده نشان‌دهنده اثر فرعی تزریق توده تونالیتی نسبت به دگرگونی ناحیه‌ای منطقه است که تزریق آن فقط در بخش‌های مجاور توده توانسته است تا حدودی بر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تأثیر بگذارد.

با توجه به نتایج بارومتری و ترمومتری، تونالیت در هنگام تشکیل کانی گارنت دارای فشاری در حدود ۶/۴ کیلوبار و دمای حداقل ۶۸۰ درجه سانتیگراد بوده است، که این مقادیر به خوبی با شرایط مذاب تطابق داشته و در محدوده بالاتری نسبت به منحنی سولیدوس گرانیت‌ها قرار گرفته است.

نتایج ترمومتری هورنفلس‌ها نیز حاکی از یک رویداد دگرگونی مجاورتی در حد بخش‌های بالای رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس تا اوایل هورنبلند هورنفلس می‌باشد (شکل ۴-۲). این دما با شرایط ترمودینامیکی پایداری مجموعه کانی‌های سنگ (که در فصل ۳ به آن اشاره گردید) تطابق دارد.

همچنین بارومتری شیست‌های مجاور با کمک روش بارومتری GBMAQ، و ترمومترهای گارنت - مسکوویت و گارنت - بیوتیت و نیز ترمومتر تیتان موجود در بیوتیت، بیانگر فشار و دمایی در حدود ۳ تا ۴/۵ کیلوبار و دمایی در حدود ۴۶۰ تا ۶۴۰ درجه سانتیگراد می‌باشند که با بخش‌های درجه پایین رخساره دگرگونی ناحیه‌ای شیست سبز تا آمفیبولیت تطابق نشان می‌دهد (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲: نمایش نتایج ترمومتری، (a) هورنفلس‌ها و (b) شیست‌های منطقه دهنو (وینتر[1]، ۲۰۰۱).

[1] Winter

فصل پنجم

گارنت

۵-۱- کلیات

۵-۱-۱- کانی‌شناسی گارنت‌ها

گارنت‌ها یکی از مهمترین گروه‌های کانی‌های ارتوسیلیکاتی هستند که در محدوده گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند (دییر و همکاران، ۱۹۹۷). فرمول کلی گارنت بدون آب به صورت $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$ می‌باشد، که در این فرمول X و Y و Z کاتیون‌ها، { } نشانگر کئوردیناسیون هشت‌وجهی کاتیون‌ها، [ ] کئوردیناسیون اکتاهدرال، ( ) کئوردیناسیون تتراهدرال و ϕ مشخص کننده جایگاه آنیونی می‌باشد (لوکوک[1]، ۲۰۰۸). کانی‌های گروه گارنت مشخص‌کننده سنگ‌های دگرگونی هستند اما در بعضی از سنگ‌های آذرین و همچنین به صورت دانه‌های تخریبی در رسوبات هم دیده می‌شوند. در مجموعه‌های طبیعی انواع گارنت محلول جامد گسترده‌ای را عرضه می‌دارند، بنابراین ترکیبات شیمیایی آنها اغلب بر حسب نسبت‌های مولار ترکیب اعضای نهایی بیان می‌شود (هاوتورن[2]، ۲۰۰۲). گارنتی که ترکیب آن کاملاً مشابه تنها یکی از اعضای نهایی گروه باشد کمیاب است، اما با این وجود گارنت را با نام عضوی که بیشترین درصد را در ترکیب بلور دارد می‌نامند. وینچل[3] (۱۹۵۸) گارنت‌ها را به دو دسته پیرالسپیت (پیروپ، آلماندین و اسپسارتین) و اوگراندیت (اوواروایت، گروسولار و آندرادیت) تقسیم نموده است. تاکنون ۱۵ نوع کانی کوبیک در گروه گارنت شناسایی شده است (ماندرینو و بک[4]، ۲۰۰۴). بعضی از کانی‌های کمیاب گروه گارنت که دارای کاتیون‌های معمولی می‌باشند در جدول ۵-۱ به نمایش گذاشته شده‌اند. این مجموعه با لیست اعضای نهایی که ریکوود[5] (۱۹۶۸) منتشر کرده متفاوت است، زیرا محدوده وسیع‌تری از تمرکز عناصر را شامل می‌شود و رفتارهای گوناگونی از H، Mn^{3+}، Ti و Si اکتاهدرال را نشان می‌دهد (لوکوک، ۲۰۰۸).

۵-۱-۲- ساختمان بلورشناسی گارنت

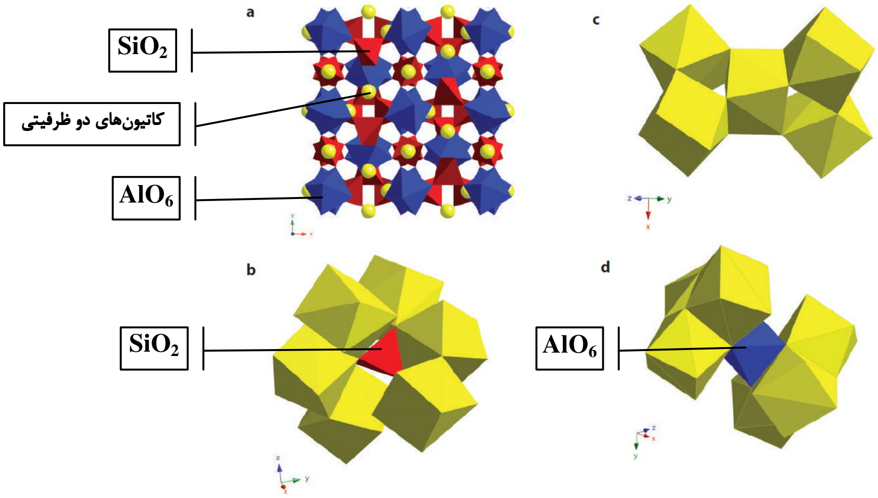
واحد شبکه‌ای شامل هشت واحد فرمولی است که در آن تتراهدرهای سیلیسیم- اکسیژن به صورت واحدهای مجزا به گروه‌های اکتاهدرالی یون‌های سه‌ظرفیتی متصل شده و یون‌های فلزی دوظرفیتی بین واحدهای شبکه‌ای Si-Al قرار گرفته‌اند. هر یون دوظرفیتی توسط هشت اکسیژن احاطه شده است.

[1] Locock
[2] Hawthorne
[3] Winchell
[4] Mandarino and Back
[5] Rickwood

طول واحد شبکه در گروه گارنت به عنوان شاخصی برای شناسایی آنها بـه کـار مـی‌رود. طـول واحـد شبکه‌ای تابعی از کسرملکولی هریک از اعضای نهایی گارنت است که در ساختمان بلور شرکت کرده است و همچنین تابعی است از تعداد و نوع یون‌های فلزی که در ساختمان بلـور وارد شـده‌انـد. در شـکل ۵-۱ ساختمان بلورشناسی گارنت ملاحظه می‌شود (گیگر[1]، ۲۰۰۸).

جدول ۵-۱: کانی‌ها و انواع اعضای نهایی گارنت (اقتباس از لوکوک، ۲۰۰۸).

End-member	Formula	End-member	Formula
Henritermierite	$\{Ca_3\}[Mn_2](SiO_4)_2(OH)_4$	Majorite	$\{Mg_3\}[SiMg](Si_3)O_{12}$
Blythite	$\{Mn_3\}[Mn_2](Si_3)O_{12}$	Sc garnet	$\{Ca_3\}[Sc_2](Si_3)O_{12}$
Katoite	$\{Ca_3\}[Al_2](OH)_{12}$	Goldmanite	$\{Ca_3\}[V_2](Si_3)O_{12}$
FCa garnet	$\{Ca_3\}[Al_2]()_3F_{12}$	Yamatoite	$\{Mn_3\}[V_2](Si_3)O_{12}$
FMn garnet	$\{Mn_3\}[Al_2]()_3F_{12}$	Uvarovite	$\{Ca_3\}[Cr_2](Si_3)O_{12}$
Yttrogarnet	$\{Y_3\}[Al_2](Al3)O_{12}$	Knorringite	$\{Mg_3\}[Cr_2](Si_3)O_{12}$
Kimzeyite	$\{Ca_3\}[Zr2](SiAl_2)O_{12}$	Spessartine	$\{Mn_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Kimzeyite-Fe	$\{Ca_3\}[Zr2](SiFe_2)O_{12}$	Pyrope	$\{Mg_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Tin garnet	$\{Ca_3\}[SnFe](Si_3)O_{12}$	Almandine	$\{Fe_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Schorlomite	$\{Ca_3\}[Ti_2](SiFe2)O_{12}$	Grossular	$\{Ca_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$
Schorlomite-Al	$\{Ca_3\}[Ti_2](SiAl_2)O_{12}$	Andradite	$\{Ca_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Morimotoite	$\{Ca_3\}[TiFe](Si_3)O_{12}$	Calderite	$\{Mn_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
NaTi garnet	$\{Na_2Ca\}[Ti_2](Si_3)O_{12}$	Skiagite	$\{Fe_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Morimotoite-Mg	$\{Ca_3\}[TiMg](Si_3)O_{12}$	Khoharite	$\{Mg_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$
Morimotoite-Fe	$\{Fe_3\}[TiFe](Si_3)O_{12}$		



شکل ۵-۱: (a) مدل ساختاری چندضلعی گارنت. تترائدر SiO_2 و اکتائدر AlO_6 در گوشه‌ها به هم متصل شده و یک شبکه سه بعدی را تشکیل داده‌اند.کاتیون‌های دو ظرفیتی در موقعیت دودکاهدرال مثلثی قرار گرفته‌اند. (b) روابط ساختاری بین تتراهدر SiO_2 و دودکاهدرهای مثلثی اطراف آن. (c) ارتباط بین دودکاهدرهای مثلثی در کنار هم. (d) ارتباط ساختاری بین یک اکتاهدر AlO_6 و شش دودکاهدر اطراف آن (گیگر، ۲۰۰۸).

[1] Geiger

۵-۱-۳- مشخصات نوری و فیزیکی گارنت

ضرایب انکسار، شکست مضاعف، زونینگ، ماکل، انتقال حرارت و جریان الکتریکی از خصوصیات فیزیکی مهم گارنت‌ها هستند که توسط محققین بسیاری مورد بررسی قرار گرفته‌اند که به‌طور خلاصه به آن می‌پردازیم. ارتباط بین اندیس انکسار و سایر مشخصات فیزیکی گارنت‌ها توسط فورد[۱] (۱۹۱۵) و فلشیر[۲] (۱۹۳۷) با جمع‌آوری تجزیه نمونه‌هایی از گارنت و تعیین مقدار اعضای نهایی در آنها بیان شده است. اغلب محققین گارنت‌ها را ترکیبی از آلماندین، آندرادیت، گروسولار، پیروپ و اسپسارتین می‌دانند. این پنج عضو نهایی در حدود بیش از ۹۹ درصد اکثر بلورهای گارنت را تشکیل می‌دهند. لوین[۳] (۱۹۴۹) روشی را برای تعیین ترکیب شیمیایی گارنت با اندازه‌گیری سه کمیت فیزیکی ارائه نمود و اسکینر[۴] (۱۹۵۶) خصوصیات فیزیکی پنج عضو نهایی گارنت‌ها را که به صورت مصنوعی تهیه شده بودند، مورد بررسی قرار داده است. بر طبق کارهای نامبردگان، اسریراماداس[۵] (۱۹۵۷) تعدادی نمودار مثلثی مشخص کننده ارتباط ترکیب شیمیایی با اندیس انکسار را ارائه نموده است.

هنریکو[۶] (۱۹۵۸) معادلاتی را برای تعیین طول واحد شبکه‌ای و اندیس انکسار گارنت بر اساس ترکیب شیمیایی معرفی کرد. امروزه تطابق چندگانه گارنت‌ها با هم باعث ارائه معادلات پیچیده‌ای شده است که توسط آنها با استفاده از ترکیب شیمیایی گارنت‌ها می‌توان مشخصات فیزیکی آنها را پیش‌بینی کرد (بیسواس[۷]، ۱۹۷۴). مک‌کورنل[۸] (۱۹۶۴ و ۱۹۶۶) با استفاده از معادلات لورنتز[۹]، اندیس‌های انکساری گارنت‌ها را بر اساس طول واحد شبکه‌ای محاسبه نمود. وزن مخصوص یک گارنت با ترکیب شیمیایی عضو نهایی نیز قابل محاسبه است. وینچل (۱۹۵۸) دو نوع نمودار ابداع کرد که در آن وزن مخصوص به صورت تراز رسم شده است و طول واحد شبکه‌ای به همراه اندیس انکسار، متغیرهای وابسته این نمودارها می‌باشند. حجم گارنت‌ها با تغییر دما تغییر می‌نماید. انبساط حرارتی گارنت‌ها توسط اسکینر (۱۹۵۶) مورد مطالعه قرار گرفته است. پیروپ و اسپسارتین تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد انبساط حرارتی مشابهی دارند، اما انبساط حرارتی آلماندین حالت غیر عادی نشان می‌دهد.

[1] Ford
[2] Fleischer
[3] Levin
[4] Skinner
[5] Sriramadas
[6] Henriques
[7] Biswas
[8] Mc Cornell
[9] Lorentz

هورایی[۱] (۱۹۷۱) نشان داد که در گروه گارنت انتقال حرارت با افزایش وزن مولکولی کانی کاهش پیدا می‌کند. مسئله دیگر در کانی‌های گروه گارنت انتقال جریان الکتریکی است. مقاومت الکتریکی پیروپ را تولند[۲] (۱۹۷۳) اندازه‌گیری نموده است، که با افزایش حرارت مقدار آن کاهش می‌یابد.

رنگ نیز از مشخصات فیزیکی است که در گارنت‌های مختلف متفاوت می‌باشد. بعضی از گارنت‌های کمیاب حالت فلورسانس نشان می‌دهند. فلورسانس در اوواروایت قابل توجه است (پرینگشیم و ووگ[۳]، ۱۹۴۶). انواع هیدروگروسولار بی‌رنگ در پرتوهایی با طول موج کوتاه و نور فرابنفش، فلورسانس نارنجی از خود نشان می‌دهند (نیسن[۴]، ۱۹۷۲). اعضای گروه گارنت قدرت تبلوری زیادی دارند و معمولی‌ترین شکل بلوری که ایجاد می‌کنند دودکاهدرال رومبیک و ایکوزی تتراهدرال می‌باشد. ارتباط بین شکل، ترکیب شیمیایی و پاراژنز گارنت‌ها را کاستوف[۵] (۱۹۶۰ و ۱۹۶۸) مورد مطالعه قرار داده است.

روش سن‌سنجی اثر رد شکافت[۶] در گارنت‌ها قابل اجرا است. با استفاده از این روش، زمان سردشدن کانی تحت دمائی مشخص به دست می‌آید. برای سری آندرادیت - گروسولار دمای مشخص شده که پائین‌تر از آن اشکال اثر رد شکافت ایجاد می‌شود حدود ۲۸۰ درجه سانتیگراد محاسبه شده است (هک[۷]، ۱۹۷۷؛ هک و پاتز[۸]، ۱۹۷۲). اشکال اثر رد شکافت در گارنت‌ها (که حاصل شکست ساختمان گارنت به‌علت واپاشی اورانیم است) را می‌توان با حل کردن گارنت توسط محلول جوشان NaOH مشخص کرد (هک و گرامس[۹]، ۱۹۷۲). بعضی از گارنت‌ها از نظر اپتیکی شکست مضاعف نشان می‌دهند که علت آن حضور بعضی از یون‌های خاص از قبیل عناصر خاک‌های نادر و ایتریم در گارنت‌ها است که به جای کلسیم می‌نشینند.

---
[1] Horai
[2] Tolland
[3] Pringsheim and Voge
[4] Nissen
[5] Kostov
[6] Fission track
[7] Haack
[8] Potts
[9] Gramse

۵-۱-۴- ترکیب شیمیایی گارنت

کاتیون‌های دوظرفیتی Ca، Mg، Fe^{+2} و Mn به همراه چهار کاتیون سه ظرفیتی Al، Fe^{+3}، Mn و Cr (که با سیلیسیم در موقعیت تتراهدرال قرار می‌گیرند) امکان تشکیل ۱۶ نمونه گارنت را به صورت تئوری ایجاد می‌نمایند. بعضی از این ترکیبات تئوریک به همراه شش کانی اصلی گروه گارنت در طبیعت دیده می‌شوند (لوکوک، ۲۰۰۸).

امروزه مشخص شده است که مولکول $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ (نام قبلی آن هانلئیت[1] می‌باشد) که توسط ساستری[2] (۱۹۶۳) به صورت نظری تحت عنوان نورینگیت[3] بررسی شده است، یکی از مهمترین ترکیبات موجود در گارنت‌های کیمبرلیتی می‌باشند (نیکسون و هورنانگ[4]، ۱۹۶۸). تجزیه دقیق گارنت‌ها توسط ویگرو و یدر[5] (۱۹۷۴) نشان داده است که اسکیاجیت[6] نیز در نمونه‌های طبیعی یافت می‌شود اما دو فاز حاوی Cr یعنی $Mn_3Cr_2Si_3O_{12}$ و $Fe_3Cr_2Si_3O_{12}$ در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و فشاری به ترتیب بالاتر از ۲۰ و ۶۰ کیلوبار به طور مصنوعی ساخته شده‌اند (فارسنکل[7]، ۱۹۸۱). نام‌های ملانیت[8] و شورلومیت[9] برای انواع Ti دار با تیتانیم متوسط و تیتانیم زیاد به کار می‌رود. اصولاً نام ملانیت برای آندرادیت تیتانیم‌دار به‌کار می‌رود. در حالیکه در گارنت‌هایی که در آنها مقدار Ti بیشتر از Fe^{3+} در موقعیت اکتاهدرال باشد کانی حاصل شورلومیت نامیده می‌شود (ایتو و فروندل[10]، ۱۹۶۷).

در بعضی از گارنت‌ها، عناصر نادر نیز یافت می‌شوند که مهمترین آنها وانادیم و زیرکنیم است. اعضای نهایی وانادیم‌دار گلدمانیت[11] به فرمول $Ga_3Y_2Si_3O_{12}$ (مونخ و میرویتز[12]، ۱۹۶۷) و یاماتوئیت[13] به فرمول $Mn_3V_2Si_3O_{12}$ (یوشیمارا و مومویی[14]، ۱۹۶۴) می‌باشد. معمولاً مقدار ایتریم در گارنت‌های طبیعی بیشتر از سایر عناصر نادر است. کانی به فرمول $Y_3Al_2Al_3O_{12}$ ایتروگارنت نامیده می‌شود (یدر و

[1] Hanleite
[2] Sastri
[3] Knorringite
[4] Nixon and Hornung
[5] Vigro and Yoder
[6] Skiagite
[7] Fursenkol
[8] Melanite
[9] Schorlomite
[10] Ito and Frondel
[11] Goldmanite
[12] Moench and Meyrowitz
[13] Yamatoite
[14] Yoshimura and Momoi

کیث[1]، ۱۹۵۱). از دیگر ترکیبات شیمیایی موجود در ساختمان بلوری گارنت‌ها آب است (هاتون[2]، ۱۹۴۳). مشکل اساسی در محاسبه اعضای نهایی از نقطه نظر سنگ‌شناسی، متعدد بودن تعداد اعضای نهایی به دست آمده می‌باشد، به طوری‌که با توجه به ترکیب شیمیایی این تعداد گارنت، امکان محاسبه اعضای نهایی به ۱۲۰ صورت مختلف وجود دارد (ریکوود، ۱۹۶۸). بنابراین برای محاسبه اعضای نهایی، باید یک روش منطقی انتخاب نمود. ریکوود (۱۹۶۸) بر اساس انواع یون‌های موجود روش استانداردی برای محاسبه اعضای نهایی گارنت ارائه نمود. اشکال این روش نیز این است که برای بعضی از اعضای نهایی ترکیبات ویژه‌ای به دست می‌آید. برای مثال در مورد هیدروگروسولار، فرمول $Ca_3Al_2H_{12}O_{12}$ به دست می‌آید که فاقد Si بوده و با فرمولی که هاتن (۱۹۴۳) برای این کانی پیشنهاد کرده است متفاوت می‌باشد. به همین ترتیب در مورد شورلومیت فرمول به دست آمده به صورت $Ca_3Ti_2Fe_2TiO_2$ می‌باشد که با فرمول پیشنهادی ایتو و فروند (۱۹۶۷) متفاوت بوده و فاقد Si است. با آنکه ترکیب شیمیایی محاسبه شده برای کانی‌ها درست است، اما استفاده از این ترکیبات در محاسبه درصد اعضای نهایی یک بلور گارنت می‌تواند نتایج نادرستی را به‌وجود آورد. با این حال استفاده از روش ریکوود (۱۹۶۸) بسیار معمول است و برای سهولت محاسبه درصد اعضای نهایی گارنت، یک برنامه کامپیوتری به زبان فورترن تهیه شده است. ضمناً برنامه‌های دیگری برای محاسبه اعضای نهایی، با در نظر گرفتن تعادل بین Fe^{2+} و Fe^{3+} تهیه گردیده‌اند (برای مثال فینگر[3]، ۱۹۷۲؛ شیمازاکی[4]، ۱۹۷۷ و لوکوک، ۲۰۰۸). برنامه‌های اخیر در مواردی که تجزیه‌های دقیق توسط میکروپروب صورت گرفته باشد به کار برده می‌شوند.

در تجزیه شیمیایی گارنت‌ها نسبت $R^{2+}:R^{3+}:R^{+4}$ مهم است. نسبت متوسطی که توسط ریکوود (۱۹۶۸) برای این کاتیون‌ها منظور شده برابر ۳:۲:۳ می‌باشد. با مقایسه نتایج حاصل از تجزیه گارنت‌ها و محاسبه اعضای نهایی این کانی‌ها روش‌های مختلف تقسیم‌بندی گارنت‌ها توسط تیمسک[5] و همکاران (۱۹۷۸) ارائه شده است. تروگر[6] (۱۹۵۹) و سوبولف[7] (۱۹۶۴) تعداد زیادی تجزیه شیمیایی گارنت را گردآوری کرده و گارنت‌ها را بر اساس پاراژنز آنها تقسیم نموده‌اند. سوبولف (۱۹۶۵) چهار سری گارنت‌های سنگ‌ساز را به‌صورت زیر مشخص نموده است: آلماندین - پیروپ، آلماندین - اسپسارتین، اسپسارتین -

[1] Yoder and Keith
[2] Hatton
[3] Finger
[4] Schimazaki
[5] Timcek
[6] Troger
[7] Sobolev

گروسولار، گروسولار - آندرادیت. البته با در نظر گرفتن گارنت‌های حاوی تیتانیم پنچ سری را می‌توان مشخص نمود. بدین ترتیب تقسیم‌بندی قبلی گارنت‌ها به پیرالسپیت و اوگراندیت ارزش خود را از دست می‌دهد.

اعضای مصنوعی گروه گارنت که معادلی در طبیعت ندارند شامل گارنت ایتریم - آلومینیم (YAG) و گارنت گادلینیم - گالیم (GGG) می‌باشند. گارنت ایتریم - آلومینیم مشخصات مغناطیسی مهمی نشان می‌دهد به همین علت با روش‌های الکترومغناطیسی می‌توان آن را از انواع دیگر جدا نمود. با جانشینی عناصر دیگر در ساختمان این کانی‌های مصنوعی رنگ‌های متعددی ایجاد می‌شود، به طوریکه کروم باعث ظهور رنگ سبز شده، که کانی حاصل، قیمتی در نظر گرفته می‌شود. کبالت باعث ظهور رنگ آبی و تیتانیم سبب ایجاد رنگ زرد می‌شود (وبستر[1]، ۱۹۷۴؛ الول[2]، ۱۹۷۹). جزئیات مربوط به چگونگی ساخت گارنت‌های ایتریم‌دار توسط رودنس و کبلر[3] (۱۹۶۰) و چگونگی رشد دادن گارنت‌های ژرمانیم‌دار توسط میل[4] (۱۹۷۴) و روش ساخت گارنت‌های وانادیم‌دار توسط رونینگر[5] و میل (۱۹۷۳) بیان گردیده است.

۵-۱-۵- توزیع کاتیونی در گارنت

به منظور بررسی دقیق گارنت لازم است که اعضای نهایی آن محاسبه گردند. نحوه محاسبه مقادیر کسر مولی گارنت برای آلماندین، پیروپ، گروسولار و اسپسارتین در ادامه آورده شده است:

$$X_{Alm} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca} \qquad X_{Prp} = \frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca}$$

$$X_{Grs} = \frac{Ca}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca} \qquad X_{Sps} = \frac{Mn}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca}$$

همچنین اکتیویته اعضای نهایی گارنت بر اساس روش‌های مختلف ارائه شده است که در پیوست شماره ۱۰ قابل محاسبه می‌باشد.

۵-۲- گارنت‌های منطقه ده نو

گارنت یکی از مهمترین کانی‌های ارتوسیلیکاته در سنگ‌های نفوذی و دگرگونی منطقه ده‌نو می‌باشد، که به‌صورت درشت‌بلور[6] در سنگ‌های نفوذی منطقه یافت می‌شود (رجوع به فصل سوم). به منظور بررسی دقیق‌تر شرایط تشکیل و خاستگاه گارنت‌ها به ویژه در سنگ میزبان تونالیتی و دگرگونی (شیست‌ها و

[1] Webster
[2] Elwell
[3] Rudness and Kebler
[4] Mill
[5] Ronniger
[6] Megacryst

هورنفلس‌ها) آنها، نمونه‌هایی از گارنت موجود در تونالیت‌ها و همچنین نمونه‌هایی از گارنت موجود در هورنفلس و شیست‌های مجاور انتخاب شده و مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفتند (جدول ۵-۲).

جدول ۵-۲: میانگین نتایج آنالیز الکترون میکروپروب گارنت‌های موجود در تونالیت، هورنفلس و شیست‌های منطقه ده‌نو.

Sample	Tonalite	Hornfels	Schist
SiO_2	38.22	36.93	36.76
TiO_2	0.30	0.16	0.14
Al_2O_3	21.34	21.37	21.22
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.02
FeO	29.02	34.24	33.76
MnO	2.18	5.39	6.69
Na_2O	0.02	0.03	0.04
K_2O	0.01	0.01	0.01
Total	100.87	100.52	100.50
End-members			
Almandine	62.91%	77.23%	76.28%
Pyrope	16.56%	7.78%	6.09%
Grossular	14.11%	0.89%	0.65%
Spessartine	4.73%	12.31%	15.36%
Morimotoite	0.84%	0%	0%
Andradite	0.73%	0%	0%
Schorlomite-Al	0.38%	0.32%	0.36%
Morimotoite-Mg	0.34%	0%	0%
Majorite	0.27%	0%	0%
NaTi garnet	0.16%	0.14%	0.24%
Uvarovite	0.03%	0.05%	0.06%

۵-۲-۱- گارنت موجود در سنگ‌های دگرگونی (شیست‌ها و هورنفلس‌ها)

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و آنالیز میکروپروب، گارنت موجود در شیست‌ها دارای ترکیب متوسط $Alm_{76.28}Sps_{15.36}Pyr_{6.09}Grs_{0.65}$ و گارنت موجود در هورنفلس‌ها به‌طور متوسط دارای ترکیب $Alm_{77.23}Sps_{12.31}Pyr_{7.78}Grs_{0.89}$ می‌باشد (جدول ۵-۲).

به‌منظور مطالعه بهتر، نمودارهای تغییرات اکسید عناصر Fe، Mn، Mg و Ca و نیز اعضای نهایی گارنت‌ها (شامل آلماندین (Alm)، اسپسارتین (Sps)، گروسولار (Grs) و پیروپ (Pyr)) برای شیست‌ها (شکل‌های ۵-۲ تا ۵-۹) و هورنفلس‌ها (شکل‌های ۵-۱۰ تا ۵-۱۷) ترسیم گردیدند.

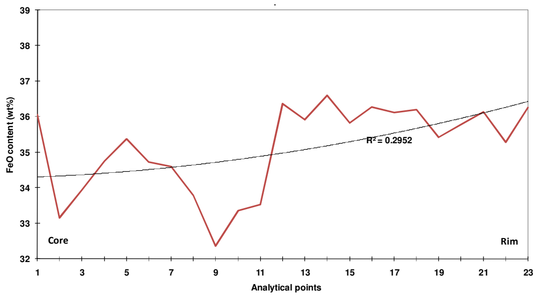
با وجود اینکه در نمودارهای مربوط به شیست‌ها و هورنفلس‌ها روند تغییرات اکسید عناصر آهن، منیزیم، منگنز و آلومینیم نوسان‌هایی را نشان می‌دهد، اما تا حدودی می‌توان روندهای کلی افزایش یا کاهش آنها از هسته تا حاشیه را مشخص نمود. به این منظور، بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از

تابع چندجمله‌ای[1] خطوط منحنی مربوطه در هر نمودار ترسیم شد که بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند و هر چه مقدار R^2 به عدد یک نزدیک‌تر باشد برازش بهتر می‌باشد.

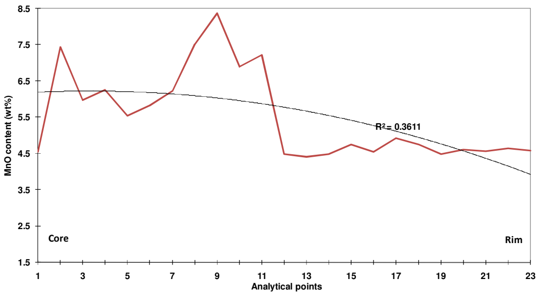
بر اساس نمودارهای مذکور (شکل‌های ۵-۲ تا ۵-۹)، در شیست‌ها میزان FeO بر خلاف MgO، MnO و CaO از سمت هسته به طرف حاشیه گارنت به‌طور نسبی افزایش می‌یابد. البته CaO نسبت به سایر اکسیدها کاهش بیشتری را نشان می‌دهد. این روند را می‌توان در میزان اعضای نهایی نیز مشاهده نمود، به‌گونه‌ای که میزان آلماندین بر خلاف پیروپ، منگنز و گروسولار، افزایش نشان می‌دهد.

علاوه بر این، در نمودارهای مشابه مربوط به گارنت موجود در هورنفلس‌ها (شکل‌های ۵-۱۰ تا ۵-۱۷) نیز تغییرات به همین ترتیب می‌باشد. یعنی از هسته به‌سمت حاشیه این گارنت‌ها، میزان FeO (و به‌تبع آن آلماندین) افزایش و دیگر عناصر مورد بحث کاهش یافته‌اند.

شکل ۵-۲:



شکل ۵-۳:

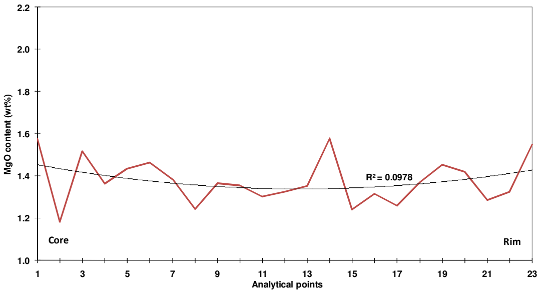


شکل ۵-۲: تغییرات میزان اکسید Fe، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است. هر چه R^2 به عدد یک نزدیک‌تر باشد برازش بهتر می‌باشد).

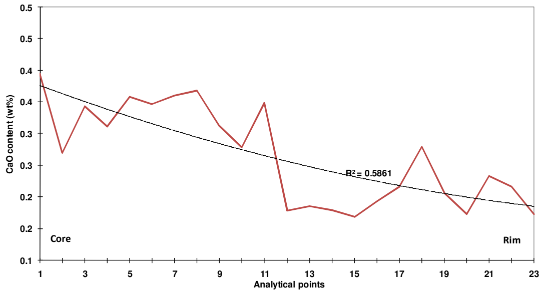
شکل ۵-۳: تغییرات میزان اکسید Mn، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

[1] Polinomial

شکل ۵-۴:



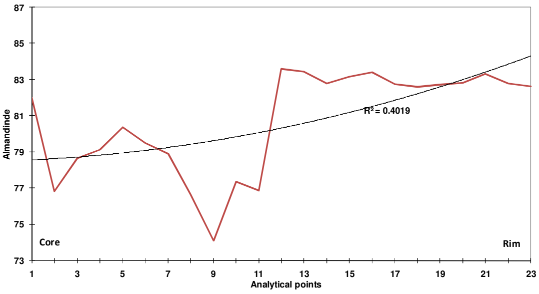
شکل ۵-۵:



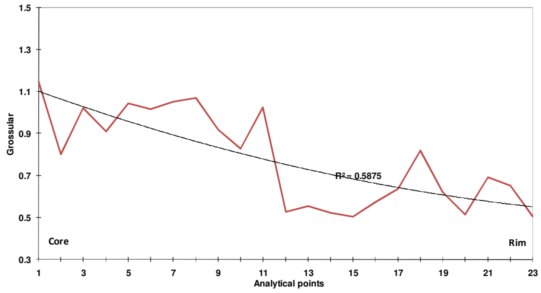
شکل ۵-۴: تغییرات میزان اکسید **Mg**، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۵: تغییرات میزان اکسید **Ca**، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۶:



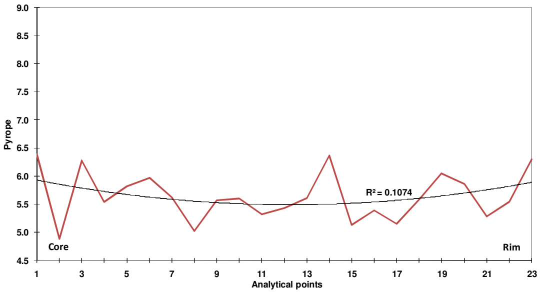
شکل ۵-۷:



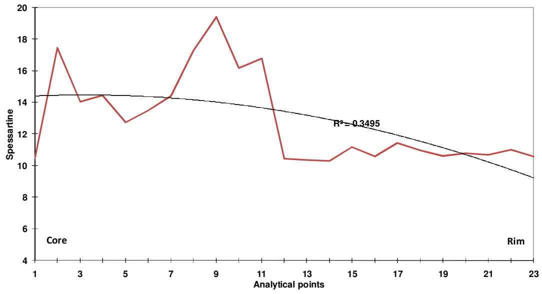
شکل ۵-۶: تغییرات میزان آلماندین (**Alm**)، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۷: تغییرات میزان گروسولار (**Grs**)، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۸:



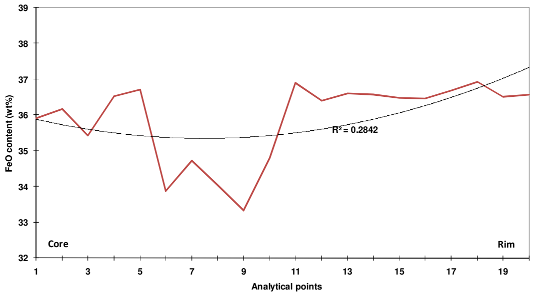
شکل ۵-۹:



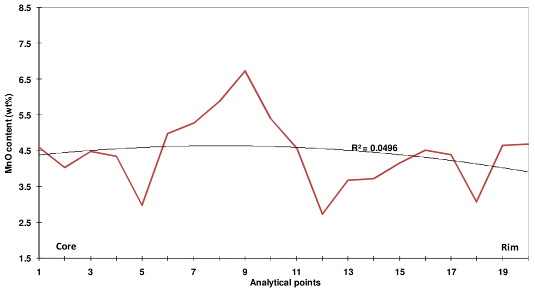
شکل ۵-۸: تغییرات میزان پیروپ (**Pyr**)، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۹: تغییرات میزان اسپسارتین (**Sps**)، از هسته تا حاشیه نمونه گارنت موجود در شیست‌ها (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۰:



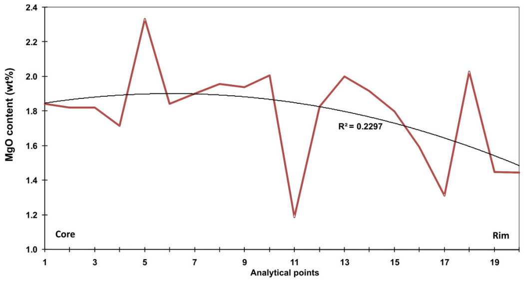
شکل ۵-۱۱:



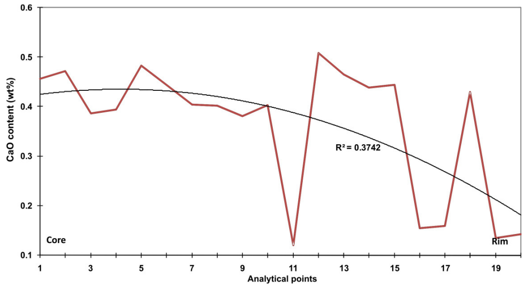
شکل ۵-۱۰: تغییرات میزان اکسید **Fe**، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۱: تغییرات میزان اکسید **Mn**، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۲:



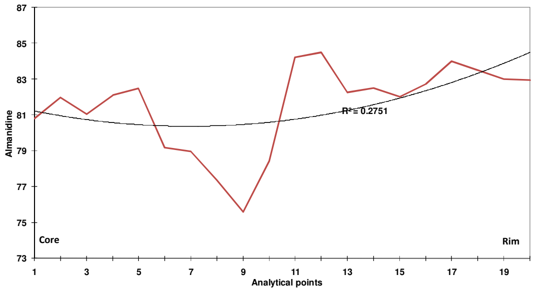
شکل ۵-۱۳:



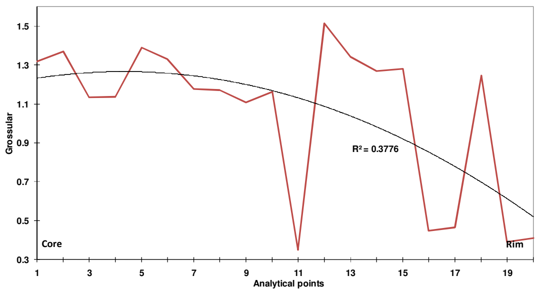
شکل ۵-۱۲: تغییرات میزان اکسید Mg، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۳: تغییرات میزان اکسید Ca، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۴:



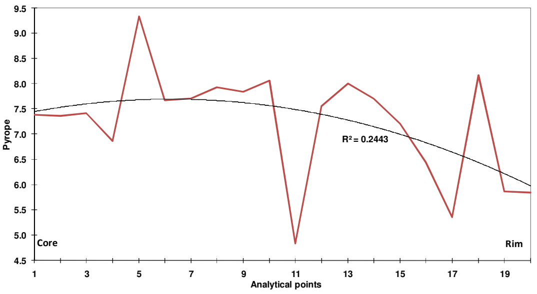
شکل ۵-۱۵:



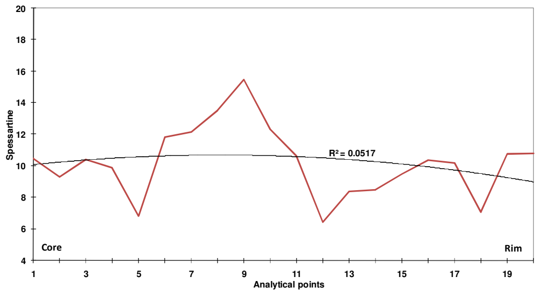
شکل ۵-۱۴: تغییرات میزان آلماندین (Alm)، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۵: تغییرات میزان گروسولار (Grs)، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۶:



شکل ۵-۱۷:



شکل ۵-۱۶: تغییرات میزان پیروپ (Pyr)، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۷: تغییرات میزان اسپسارتین (Sps)، از هسته تا حاشیه گارنت موجود در هورنفلس (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

۵-۲-۲- گارنت موجود در تونالیت

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و آنالیز میکروپروب، گارنت موجود در تونالیت‌ها دارای ترکیب متوسط $Alm_{62.91}Pyr_{16.56}Grs_{14.11}Sps_{4.73}$ می‌باشد (جدول ۵-۲). به منظور بررسی دقیق‌تر گارنت موجود در تونالیت‌ها، نمودارهایی بر اساس داده‌های آنالیز میکروپروب گارنت ترسیم گردیدند که در آنها تغییرات میزان اکسید عناصر Fe، Mn، Mg، Ca و تغییرات اعضای نهایی گارنت‌ها آورده شده است (شکل‌های ۵-۱۸ تا ۵-۲۵).

با وجود اینکه در نمودارهای مذکور (همانند نمودارهای مربوط به شیست‌ها و هورنفلس‌ها) روند تغییرات اکسید عناصر آهن، منیزیم، منگنز و آلومینیم نوسان‌هایی را نشان می‌دهد، اما تا حدودی می‌توان روندهای کلی افزایش یا کاهش آنها از هسته تا حاشیه را مشخص نمود. به این منظور، بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای[1] خطوط منحنی مربوطه در هر نمودار ترسیم شد که بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند و هر چه مقدار R^2 به یک نزدیک‌تر باشد برازش بهتر می‌باشد. نتایج بررسی این نمودارها را می‌توان به این صورت بیان نمود:

۱) با وجود این که روند تغییرات عناصر دارای نوسان می‌باشد، اما به‌طور کلی روند افزایش و کاهش عناصر و اعضای نهایی از هسته تا حاشیه قابل تشخیص می‌باشد؛

[1] Polinomial

۲) روند تغییرات در هسته گارنت نسبت به بخش‌های حاشیه‌ای عکس می‌باشد؛

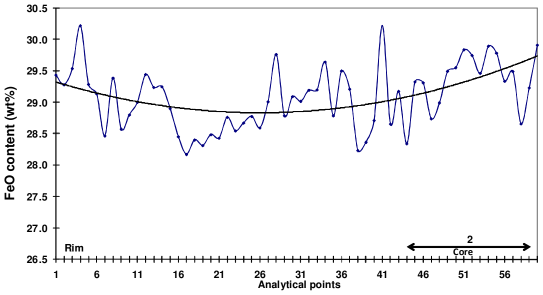
۳) به منظور ارائه تصویر روشن‌تری از روند تغییرات عناصر، این تغییرات را می‌توان در دو بخش (الف) هسته و (ب) به سمت حاشیه بیان نمود:

(الف) در هسته از سمت مرکز هسته تا بخش‌های حاشیه‌ای هسته، میزان FeO، MnO و CaO (و به‌تبع آن میزان آلماندین، اسپسارتین و گروسولار) کاهش می‌یابد، اما میزان MgO و درنتیجه مقدار پیروپ رو به افزایش است.

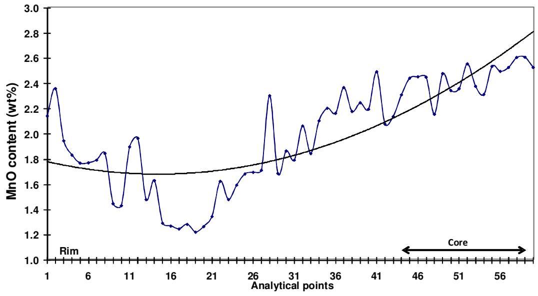
(ب) پس از گذر از بخش هسته، به سمت بخش‌های حاشیه‌ای گارنت، میزان FeO، MnO و CaO (و به‌تبع آن میزان آلماندین، اسپسارتین و گروسولار) افزایش می‌یابد، اما میزان MgO و درنتیجه مقدار پیروپ رو به کاهش است.

نکته قابل توجه در اینجا این است که بخش‌های مرکزی گارنت (هسته) و بخش‌های حاشیه‌ای آنها شباهتی به هم نشان نمی‌دهند. البته در ادامه بحث به تفاوت این روندها خواهیم پرداخت.

شکل ۵-۱۸:



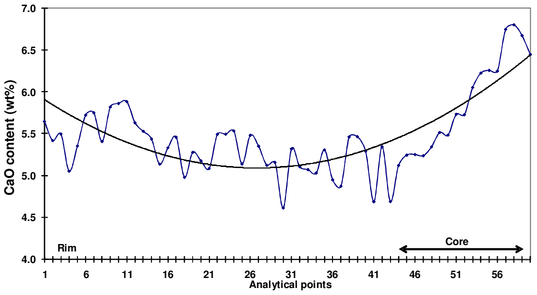
شکل ۵-۱۹:



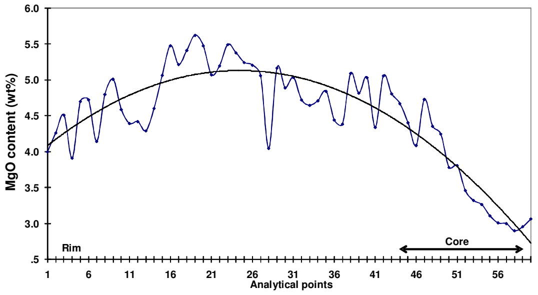
شکل ۵-۱۸: تغییرات میزان اکسید Fe از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۱۹: تغییرات میزان اکسید Mn از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۲۰:



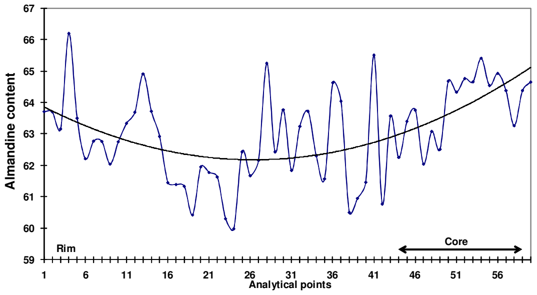
شکل ۵-۲۱:



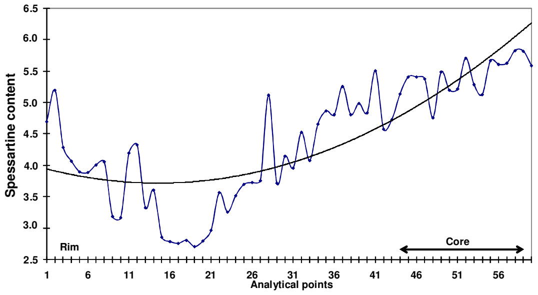
شکل ۵-۲۰: تغییرات میزان اکسید Ca از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۲۱: تغییرات میزان اکسید Mg از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۲۲:



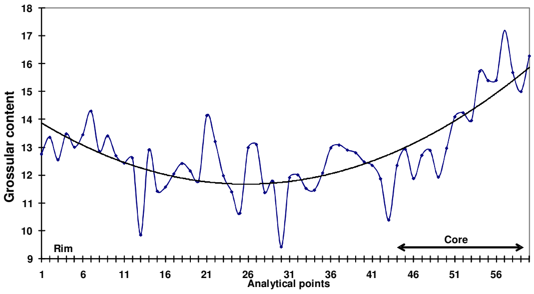
شکل ۵-۲۳:



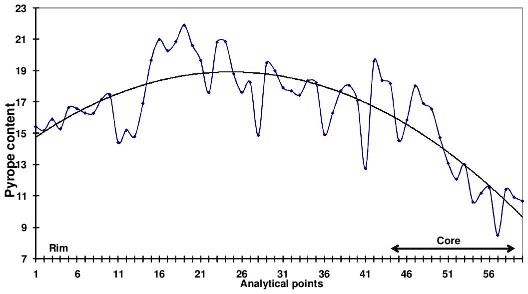
شکل ۵-۲۲: تغییرات میزان آلماندین (Alm) از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۲۳: تغییرات میزان اسپسارتین (Sps) از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۲۴:



شکل ۵-۲۵:



شکل ۵-۲۴: تغییرات میزان گروسولار (Grs) از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

شکل ۵-۲۵: تغییرات میزان پیروپ (Pyr) از حاشیه تا هسته گارنت موجود در تونالیت (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

۵-۲-۳- مقایسه ترکیب گارنت موجود در شیست، هورنفلس و تونالیت

به منظور مطالعه کانی مذکور، میزان تغییرات عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (جدول ۵-۳)، تعداد اتم در واحد فرمول ساختاری[1] (جدول ۵-۴) و درصد اعضای نهایی گارنت (جدول ۵-۵) موجود در سنگ‌های دگرگونی، با گارنت موجود در تونالیت‌ها مقایسه گردید.

مقایسه کلی گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌ها بیانگر شباهت بسیار زیاد آنها از لحاظ ترکیب و تغییرات ترکیب شیمیایی می‌باشد، به‌طوریکه در هر دوتای آنها گارنت‌ها از نوع آلماندین (-اسپسارتین) بوده و میزان اعضای نهایی به‌صورت Alm>Sps>Pyr>Grs است. همچنین، میزان MgO، MnO و CaO آنها در هسته کمتر از حاشیه، ولی میزان FeO در هسته نسبت به حاشیه گارنت بیشتر است.

در حالیکه گارنت موجود در تونالیت، از نوع آلماندین (- پیروپ - گروسولار) بوده و از لحاظ تغییرات ترکیب، میزان FeO، MnO و CaO آنها در هسته بالاتر از حاشیه، ولی MgO آنها در هسته پایین‌تر می‌باشد. میزان اعضای نهایی آنها نیز به‌صورت Alm>Pyr>Grs>Sps می‌باشد. به این ترتیب هیچ نوع شباهت و هماهنگی بین گارنت موجود در تونالیت‌ها با سنگ‌های دگرگونی مجاورشان مشاهده نمی‌شود.

همچنین، همان‌گونه که در جدول ۵-۳ مشاهده می‌شود، با بررسی روند تغییرات کلی ترکیب گارنت‌ها از سمت توده تونالیتی به سوی هورنفلس و سپس شیست‌ها، میزان SiO_2، CaO و MgO کاهش و میزان

[1] atom per formula unit

FeO، Al_2O_3 و MnO افزایش یافته است. لذا تغییرات میزان کاتیون‌های Ti، Mg و Ca از سمت تونالیت به طرف هورنفلس و شیست، روند کاهشی و Al، Fe و Mn روند افزایشی نشان می‌دهند (جدول ۵-۴).

بررسی روند تغییرات درصد اعضای نهایی گارنت (جدول ۵-۵) نشان می‌دهد که میزان آلماندین از تونالیت به سمت هورنفلس و شیست افزایش یافته است (از ۵۹٪ در تونالیت‌ها به ۸۵٪ در شیست‌ها). همچنین میزان اسپسارتین نیز افزایشی را نشان می‌دهد. در مقابل میزان پیروپ، گروسولار و آندرادیت از تونالیت به سمت هورنفلس و شیست دچار کاهش شده است. همچنین در گارنت درون تونالیت‌ها، تغییرات درصد آلماندین، اسپسارتین و گروسولار به سمت حاشیه دارای روند نسبی کاهشی بوده ولی پیروپ و آندرادیت نسبتاً افزایش یافته‌اند (جدول ۵-۵).

نمودار ۵-۲۶ متوسط تغییرات اعضای نهایی را در سه گروه سنگی متوالیِ تونالیت، هورنفلس و شیست نمایش می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌گردد تونالیت‌ها دارای گروسولار و پیروپ بالاتر و آلماندین و اسپسارتین پایین‌تری می‌باشند. در حقیقت متوسط میزان اعضای نهایی در هورنفلس و شیست‌ها با هم هم‌پوشانی داشته ولی با تونالیت‌ها متفاوت است.

جدول ۵-۳: مقایسه تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در گارنت‌های درون تونالیت، هورنفلس و شیست (برحسب wt%).

Rock Type	٪SiO_2	٪FeO	٪Al_2O_3	٪MnO
Tonalite	38-39	29	20.6-21	2.1-2.6
Hornfels	35-36	34-36	20-21	2-6
Schist (2)	36-37	33-36	20-21	4.4-8
Schist (4)	35-36	35-37	20-21	1-4

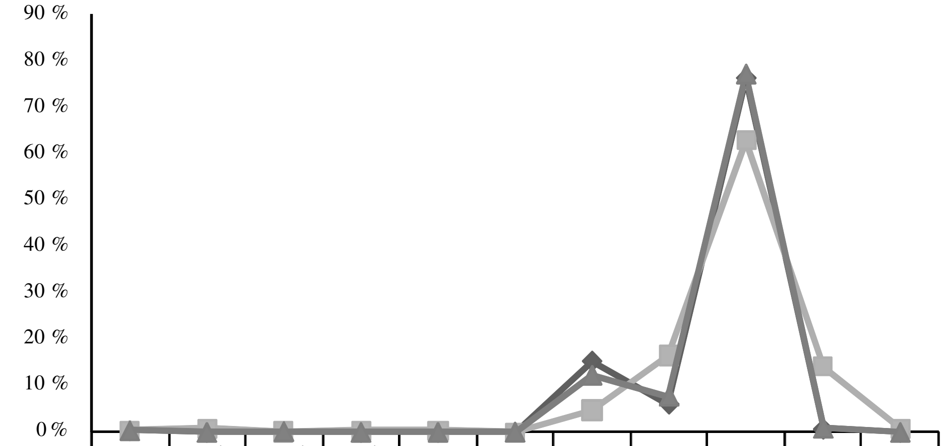
جدول ۵-۴: مقایسه تغییرات عناصر در گارنت‌های درون تونالیت، هورنفلس و شیست (برحسب a.p.f.u).

Rock Type	Ti	Al	Fe	Mn
Tonalite	0.01-0.02	1.9	1.8-1.9	0.08-0.17
Hornfels	0.001-0.004	1-2	2.3-2.5	0.1-0.4
Schist (2)	0.001-0.016	2-2.04	2.3-2.4	0.3-0.5
Schist (4)	0.001-0.004	1.9-2	2.4-2.5	0.1-0.3

جدول ۵-۵: تغییرات اعضای انتهایی گارنت در تونالیت، هورنفلس و شیست (برحسب wt%).

End-member	% Almandine $\{Fe_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$	% Spessartine $\{Mn_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$	% Pyrope $\{Mg_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$	% Grossular $\{Ca_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$	% Andradite $\{Ca_3\}[Fe_2](Si_3)O_{12}$

Tonalite	%59-%65	%2.5-%5.8	%10-%21	%10-%17	%0.02-%2.96
Hornfels	%72.9-%83.4	%6.3-%15.52	%4.8-%8.2	%0.2-%1.3	%0.09-%0.94
Schist (2)	%72-%82	%10-%19	%4.8-%6.3	%0.4-%0.9	%0
Schist (4)	%80-%85	%4.4-%10.7	%5.3-%8.6	%0.2-%1.2	%0



	Schorl omite -Al	Mori motoi te	NaTi garne t	Mori motoi te -Mg	Major ite	Uvaro vite	Spess artine	Pyrop e	Alman dine	Gross ular	Andra dite
Schist	0.36 %	0.00 %	0.12 %	0.00 %	0.00 %	0.06 %	15 .36 %	6.09 %	76 .28 %	0.65 %	0.00 %
Tonalite	0.38 %	0.84 %	0.16 %	0.34 %	0.27 %	0.03 %	4.73 %	16 .56 %	62 .91 %	14 .11 %	0.73 %
Hornfels	0.32 %	0%	0.14 %	0%	0%	0.05 %	12 .31 %	7.78 %	77 .23 %	0.89 %	0.00 %

شکل ۵-۲۶: نمودار تغییرات میزان اعضای نهایی گارنت موجود در نمونه‌های تونالیت، شیست و هورنفلس.

۵-۳- منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت‌های تونالیت ده‌نو

مطالعه ترکیب شیمیایی منطقه‌بندی کانی‌های آذرین و دگرگونی، همزمان با ظهور استفاده از میکروسکوپ الکترونی، یعنی از اوایل دهه ۷۰ در قرن بیستم آغاز شد و اولین مطالعاتی هم که انجام شده در خصوص ساختمان منطقه‌ای کانی‌های دگرگونی، بر روی منطقه‌بندی بلورهای گارنت بوده است (آترتون و ادموندز[1]، ۱۹۶۶؛ بانو، ۱۹۶۵ و چینر[2]، ۱۹۶۲). منطقه‌بندی کانی‌ها در محیط‌های زمین‌شناسی گوناگون از دماهای بسیار پایین، در حد دیاژنز (ریدر و گرامز[3]، ۱۹۸۷) تا رژیم‌های دمای بالا، حتی هنگام تبلور ماگما (سیبلی[4] و همکاران، ۱۹۷۶) مشاهده می‌شود. البته الگوهای منطقه‌بندی اولیه ممکن است توسط واکنش بعدی با ماگما یا سایر فازهای فرومنیزین تغییر یافته باشد (اوون و مار[5]، ۱۹۹۰).

گرین[6] (۱۹۷۷) بیان نمود که میزان گروسولار گارنت در گرانیت با افزایش فشار افزایش می‌یابد. در گارنت‌های درون تونالیت اختلاف بین میزان گروسولار در هسته و حاشیه نشان‌دهنده تغییرات فشار در حین رشد گارنت می‌باشد به‌طوری‌که گارنت تشکیل شده در بخش‌های هسته‌ای‌تر، از فشار بالاتری منشأ گرفته است.

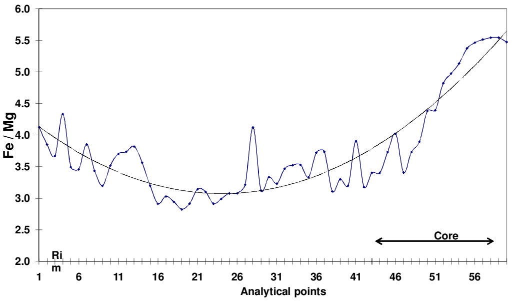
همان‌گونه که در نمودارهای ۵-۱۸ تا ۵-۲۵ مشاهده شد، در گارنت تونالیت‌های منطقه ده‌نو، عناصر کلسیم، آهن، آلومینیم و منگنز روند تغییرات متفاوتی در هسته و حاشیه بلور نشان می‌دهند. بر خلاف سه عنصر Fe ،Mn و Ca، عنصر منیزیم به‌صورت نسبی از مرکز هسته به‌سمت بخش‌های میانی بلور افزایش و سپس به‌سمت بخش‌های حاشیه‌ای‌تر بلور گارنت، کاهش نشان می‌دهد.

در اینجا به بررسی زونینگ نوسانی گارنت‌های موجود در تونالیت ده‌نو پرداخته می‌شود.

به عقیده هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، توزیع عناصر Fe ،Mn، Mg و Ca در گارنت اساساً تحت تأثیر درجه دگرگونی، دما، نرخ سردشدگی، ماهیت سیال دگرگونی و شیمی سنگ مادر قرار می‌گیرد. استون[7] (۱۹۸۸)، هریسون[8] (۱۹۸۸) و دو بِری[9] (۱۹۸۸) تغییرات شیمی گارنت‌ها را بازتابی از تحول شیمی فازهای در حال تبلور دانسته و آن را با عمق و منشأ تحول ماگمای گرانیتی آن وابسته می‌دانند.

[1] Atherton and Edmunds
[2] Chinner
[3] Reeder and Grams
[4] Sibley
[5] Owen and Marr
[6] T.H. Green
[7] Stone
[8] Harrison
[9] du Bray

تغییرات چرخه‌ای ضرایب توزیع یکی از مکانیسم‌های ممکن برای ایجاد منطقه‌بندی نوسانی است. کاهش دما موجب افزایش Kd_{Fe-Mg}[۱] بین گارنت و مذاب می‌گردد (گرین، ۱۹۷۷؛ الیس، ۱۹۸۶؛ کنراد[۲] و همکاران، ۱۹۸۸). از دیدگاه کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، اغلب گارنت‌های نوع I دارای نوسان در روند کلی تغییرات نسبت Fe/Mg می‌باشند. در شکل ۵-۲۷ می‌توان نوسان روند کلی تغییرات Fe/Mg را در ترکیب گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو مشاهده نمود. این منطقه‌بندی نوسانی با توجه به تحقیقات محققین مختلف درباره گارنت‌های آذرین، روش مناسبی برای مجزا نمودن گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نمی‌باشد. در این نمودار و کلیه نمودارهای مشابه دیگر، به منظور مشخص نمودن روند کلی تغییرات و کمتر نمودن تأثیر نوسان‌ها، منحنی برازش چندجمله‌ای آنها ترسیم شده است.



شکل ۵-۲۷: بررسی نوسان در نسبت Fe/Mg در گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

۵-۴- بررسی خاستگاه گارنت

گارنت یکی از کانی‌های متداول در گرانیت‌های پرآلومین (مانند گرانیت‌های تیپ S) است ولی در سنگ‌های آذرین‌درونی کالک‌آلکالن متاآلومین نسبتاً نادر می‌باشد. مطالعات نشان می‌دهند که منشأ گارنت‌ها در برخی موارد ماگمایی بوده و در برخی موارد دیگر آن را به یک فاز زینوکریستی دیرگداز[۳] (به‌صورت تفاله‌ای[۴]) نسبت می‌دهند که از سنگ‌هایی با منشأ دگرگونی به‌وجود آمده است (استون،

---
[1] $Kd_{Fe-Mg}=(Fe^{Grt}Mg^{melt})/(Fe^{melt}Mg^{Grt})$
[2] Conrad
[3] Refractory xenocrystic phase
[4] Restite

۱۹۸۸) و گاه آنها را به یک منشأ متاسوماتیکی منتسب می‌دانند (کانتک و کوری[1]، ۱۹۸۸). تشکیل گارنت‌های ماگمایی را نیز به تبلور در فشارهای بالا یعنی $P\geq7kb$ (گرین. تی. اچ، ۱۹۷۷) و یا تبلور در فشارهای نسبتاً پایین (احتمالاً در f_{O2} یا f_{H2O} پایین) ماگمای پرآلومین تفریق یافته نسبت می‌دهند (آلن و کلارک[2]، ۱۹۸۱؛ کاوتورن و براون[3]، ۱۹۷۶ و ۱۹۷۸).

تاکنون معیارهای ترکیبی و بافتی متنوعی برای تمایز بین منشأ ماگمایی و زینوکریستی گارنت‌ها در سنگ‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد شده است. گارنت‌های خوش‌فورم و فاقد منطقه‌بندی معمولاً به عنوان فنوکریستال شناخته می‌شوند (هریسون، ۱۹۸۸؛ گرین و رینگوود، ۱۹۸۸). اگرچه شکل دانه‌ها متأثر از واکنش گارنت با ماگما است، خصوصاً در نمونه‌هایی که مربوط به سطوح کم‌عمق هستند. تمایز بافتی بین فنوکریست‌ها و زینوکریست‌ها توسط زینوکریست‌هایی که دوباره بلعیده شده‌اند مشکل می‌گردد, در نتیجه بهتر است که از معیارهای ترکیبی و شیمیایی برای بررسی منشأ گارنت این سنگ‌ها استفاده نمود (اوون و مار، ۱۹۹۰). درحالیکه ترکیب زینوکریست‌های گارنت به ترکیب سنگ کل و درجه دگرگونی سنگ منشأ بستگی دارد، اما ترکیب فنوکریست‌های گارنت به تأثیرات ترکیب ماگما از قبیل متغیرهایی مانند فشار مربوط می‌باشد (اوون و مار، ۱۹۹۰).

منطقه‌بندی در گارنت‌های دگرگونی امری عادی بوده ولی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی نیز گزارش شده است (لیک، ۱۹۶۷؛ منینگ[4]، ۱۹۸۳). البته طرح‌های منطقه‌بندی اولیه بوسیله زیر سکانس‌های واکنشی با ماگما یا سایر فازهای فرومنیزین در معرض تغییر قرار می‌گیرد (اوون و مار، ۱۹۹۰). متأسفانه منطقه‌بندی رشدی معمولاً در گارنت‌های تشکیل شده در شرایط ترمودینامیکی دمای بالا، در طی انتشار حذف می‌شود (آندرسون و باکلی[5]، ۱۹۷۳؛ بلک‌برن[6]، ۱۹۶۹؛ گرنت و ویبلن[7]، ۱۹۷۱؛ دو بتون[8] و همکاران، ۱۹۷۵؛ تریسی[9] و همکاران، ۱۹۷۶؛ وودزورث[10]، ۱۹۷۷؛ یاردلی[11]، ۱۹۷۷). طبق نظر چاپل و وایت[12] (۱۹۷۷) کانی‌های باقیمانده قادر به حفظ ترکیب منشأ نبوده و عمدتاً با مذاب گرانیتی

[1] Kontak and Corey
[2] Allan and Clarke
[3] Cawthorne and Brown
[4] Manning
[5] Anderson and Buckley
[6] Blackburn
[7] Grant and Weiblen
[8] de Bethune
[9] Tracy
[10] Woodsworth
[11] Yardley
[12] White and Chappell

پیرامون در تعادل می‌باشند. که البته این فرضیه در مورد همه کانی‌ها به صورت یکسان با تحقیقات امروز سازگار نمی‌باشد.

بسیاری از محققین منشأ گارنت در سنگ‌های گرانیتی را مورد بررسی قرار داده و سه مکانیزم برای آن در نظر گرفته‌اند:

۱- فاز مقاوم باقیمانده از محدوده ذوب‌بخشی (وایت و چاپل، ۱۹۷۷؛ ونوم و میِر[۱]، ۱۹۷۹؛ آلان و کلارک[۲]، ۱۹۸۱؛ استون[۳]، ۱۹۸۸)؛

۲- زینوکریست‌ها و فنوکریست‌های فشار بالا که در اعماق تشکیل و به سطوح بالایی منتقل شده‌اند (گرین، ۱۹۷۷)؛

۳- ته‌نشست در فشار پایین از یک مذاب گرانیتی پرآلومینوس (هال[۴]، ۱۹۶۵؛ آلان و کلارک، ۱۹۸۱؛ میلر و استادارد[۵]، ۱۹۸۱؛ هریسون[۶]، ۱۹۸۸).

فنوکریست‌های گارنت به‌طور محتمل در فشار پایین بی‌ثبات می‌شوند و سپس دوباره بلعیده شده و در همین فشار پایین با مذاب دارای فازهای گوناگون، واکنش می‌دهند تا به تعادل برسند. این مطالعه در مورد فرآیند رشد دوباره کردیریت و هیپرستن (میاشیرو[۷]، ۱۹۵۵؛ گرین و رینگوود، ۱۹۶۸)، بیوتیت (ادواردز[۸]، ۱۹۳۶؛ لیونز[۹] و همکاران، ۱۹۷۳)، فلدسپار (ادواردز، ۱۹۳۶؛ الیور[۱۰]، ۱۹۵۶) یا کلریت و مگنتیت (فیـتون[۱۱]، ۱۹۷۲) انجام شده است.

افزایش مقدار محتوای اسپسارتین یک گارنت می‌تواند موجب پایداری گارنت در فشارهای کم گردد (گرین، ۱۹۷۷؛ میلر و استادارد[۱۲]، ۱۹۷۷ و ۱۹۷۸). محتوای گروسولار گارنت با ترکیب سنگ کل دارای رابطه مستقیم است و با افزایش عمق تبلور و با مصرف نمودن Mn افزایش می‌یابد (میلر و استادارد، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱). در گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو نیز مقدار CaO در هسته کاهش و سپس به‌سمت بخش‌های حاشیه‌ای اندکی افزایش یافته است. این مسئله می‌تواند بیانگر صعود ماگما از اعماق

[1] Vennum and Meyer
[2] Allan and Clarke
[3] Stone
[4] Hall
[5] Miller and Stoddard
[6] Harrison
[7] Miyashiro
[8] Edwards
[9] Lyons
[10] Oliver
[11] Fitton
[12] Miller and Stoddard

بیشتر به اعماق کمتر در هنگام تشکیل بخش‌های مرکزی گارنت‌ها باشد. البته نرخ تغییرات CaO از بخش‌های حاشیه‌ای هسته تا حاشیه گارنت چندان شدید نیست و صرفاً به‌طور نسبی افزایش کمی را نشان می‌دهد.

همچنین بسیاری از گارنت‌ها که به‌عنوان فنوکریست دیده می‌شوند، از اسپسارتین غنی بوده و دارای $X_{Mn}=Mn/(Mn+Mg+Fe^{2+})$ در حدود ۰/۱ تا ۰/۸ هستند (میلر و استادارد، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۱). گارنت‌های ماگمایی دیگری نیز به‌صورت محلول آلماندین- پیروپ دیده شده‌اند (فیتون، ۱۹۷۲). علاوه بر این بسیاری از گارنت‌های دگرگونی (به‌ویژه در سنگ‌های گرانیتی و سنگ‌های با شرایط ترمودینامیکی درجه پایین) حاوی تشکیل دهنده‌های non-femic مهمی هستند، لذا نمی‌توان آنها را به راحتی و صرفاً بر اساس ترکیب شیمیایی‌شان از معادل‌های ماگمایی متمایز ساخت. در حقیقت، گارنت‌های گروه پیرالسپیت (آلماندین, اسپسارتین و پیروپ) عموماً در سنگ‌های گرانیتی دیده می‌شوند (میلر و استادارد، ۱۹۸۱؛ دوبِری، ۱۹۸۸).

گارنت‌های موجود در توده‌های نفوذی گرانیتی که در یک منطقه دگرگونی قرار دارند می‌توانند به یک منشأ دگرگونی مربوط باشند (چمبرلین و لیونز[1]، ۱۹۸۳؛ پلانک[2]، ۱۹۸۷). در برخی از توده‌های نفوذی (به‌ویژه توده‌های نفوذی مافیک) گارنت به‌صورت یک فاز حاشیه‌ای در بخش‌های جانبی توده، به‌ویژه در نواحی که دارای استرین کم مشاهده می‌شود. تشخیص منشأ گارنت حاشیه‌ای دشوار است، زیرا این بخش‌های حاشیه‌ای ممکن است حین سرد شدن در سابسولیدوس (سورنسون[3]، ۱۹۷۹) و یا طی یک دگرگونی به‌وجود آمده باشند (دیویدسون و وان‌بریمن[4]، ۱۹۸۸). جواستن (۱۹۸۶) پیشنهاد کرده است که برخی از این حاشیه‌ها به‌عنوان اشکال سابسولیدوس بوده و در حقیقت دارای منشأ ماگمایی می‌باشند.

وجود گارنت‌های فنوکریست غنی از آلماندین در بسیاری از سنگ‌های کالک‌آلکالن دنیا گزارش شده است. سنگ میزبان آنها عمدتاً گرانودیوریت، ریوداسیت، داسیت و همچنین ریولیت، گرانیت، آندزیت، کوارتز دیوریت، نوریت و پگماتیت فلسیک می‌باشد. هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) نیز به وجود سه نوع گارنت در سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن مورد مطالعه خود اشاره نموده‌اند:

۱) گارنت‌های ماگمایی: این گارنت‌ها دارای اهمیت پتروژنتیک بوده و ترکیب آنها نوع ماگما، فشار و دمای تبلور را منعکس می‌کند (گرین، ۱۹۷۷ و ۱۹۹۲)؛

[1] Chamberlain and Lyons
[2] Plank
[3] Sorenson
[4] Davidson and Van Breemen

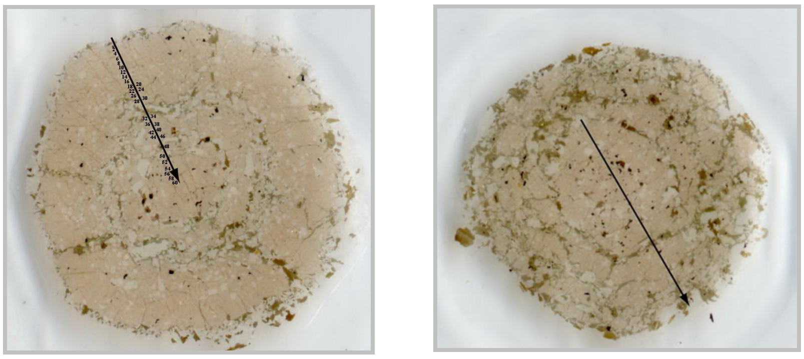
۲) گارنت‌های زینوکریست؛

۳) گارنت‌های مرکب: این گارنت‌ها در هسته زینوکریست و در بخش‌های حاشیه‌ای فنوکریست و از منشأ ماگمایی هستند. از لحاظ رنگ ظاهری بخش‌های مرکزی این گارنت‌ها روشن‌تر و در حاشیه‌ها که گارنت منشأ ماگمایی یافته، تیره‌تر می‌باشند، که این تفاوت رنگ در گارنت موجود در تونالیت ده‌نو مشاهده نمی‌شود. گاه ادخال‌های آنها در قسمت‌های مرکزی و حاشیه می‌توانند با هم تفاوت داشته باشند. همچنین میزان MnO و CaO در بخش‌های مرکزی و حاشیه‌ای بلور تفاوت نشان می‌دهد. بخش‌های زینوکریستی این گارنت‌ها با گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی اطراف موجود در منطقه شباهت‌های شیمیایی نشان می‌دهند.

۵-۴-۱- خاستگاه گارنت موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو

مگاکریست‌های گارنت در داخل تونالیت‌های ده‌نو عمدتاً در محدوده تماس این سنگ‌ها با هورنفلس دیده می‌شوند. این گارنت‌ها بیش از دو سانتیمتر قطر داشته و دارای شکستگی می‌باشند. گارنت‌های مورد مطالعه در مقطع میکروسکوپی به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با قطر سه تا پنج میلیمتر بوده و مرز خارجی آنها در بلورهای بی‌شکل نامنظم است. این گارنت‌ها تقریباً ناهمگن بوده و منطقه‌بندی محدودی را نشان می‌دهند و همچنین دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و پلاژیوکلاز به‌صورت لایه‌لایه می‌باشند (شکل ۵-۲۸). این دانه‌های گارنت توسط کانی‌های ریزدانه از قبیل بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز احاطه شده است. کانی‌های اپک (ایلمنیت) نیز به میزان محدود در گارنت مشاهده می‌شود (شکل ۵-۲۸).

به‌طور کلی از نظر ترکیب شیمیایی، درشت بلورهای گارنت توده تونالیتی ده‌نو دارای عیار CaO بالا ($CaO>4\%$)، MnO اندک ($MnO<3\%$)، MgO بالا ($MgO>2\%$)، K_2O بسیار پایین ($K_2O<1.3\%$) و Al_2O_3 بالا ($Al_2O_3>17\%$) هستند (جدول ۵-۲ و پیوست شماره دو). همچنین این گارنت‌ها دارای درصد بالایی از آلماندین (۵۹٪ تا ۶۵٪، ($\{Fe_3^{2+}\}[Al_2](Si_3)O_{12}$))؛ و پیروپ (۱۰٪ تا ۲۱٪، ($\{Mg_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$))؛ گروسولار (۱۰٪ تا ۱۷٪، ($\{Ca_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$))؛ اسپسارتین (۲/۵٪ تا ۵/۸٪، ($\{Mn_3\}[Al_2](Si_3)O_{12}$)) و آندرادیت (۰/۰۲٪ تا ۲/۹٪، ($\{Ca_3\}[Fe_2^{3+}](Si_3)O_{12}$)) می‌باشند (جدول ۵-۲ و پیوست شماره دو).



شکل ۵-۲۸: دانه‌های گارنت موجود در تونالیت و منطقه‌بندی کانیایی موجود در آنها (دارای ادخال‌هایی از بیوتیت، مسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز و ایلمنیت بوده و اعداد مشخص شده بر روی تصویر مربوط به شماره آنالیزهای صورت گرفته از حاشیه تا هسته گارنت می‌باشند).

در مجموع می‌توان اظهار داشت، گارنت‌های موجود در تونالیت‌های مورد مطالعه منطقه ده‌نو خودشکل و فاقد حاشیه واکنشی می‌باشند، که این امر نشانه تعادل گارنت با سنگ میزبان می‌باشد. اگر گارنت دارای منشأ تفاله‌ای باشد, برخی از آنکلاوهای گارنت‌دار بایستی در تونالیت مشاهده شوند. البته در منطقه مورد مطالعه موردی از این‌گونه دیده نشده است.

همچنین این بلورهای گارنت دارای Ca بالا و Mn پایین می‌باشند که با توجه به آن و همراهی هورنبلند و اپیدوت، از ماگمای نوع I منشأ گرفته‌اند. به منظور مطالعه دقیق‌تر این مسئله در اینجا به بررسی نتایج حاصل از مطالعه حضور گارنت در درون تونالیت‌های ده‌نو پرداخته می‌شود:

همان‌گونه که در جداول پیوست شماره دو مشاهده می‌گردد ترکیب شیمیایی میانگین گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو به‌صورت $Alm_{62.91}Pyr_{16.56}Sps_{4.73}Grs_{14.11}$ می‌باشد، با توجه به این امر ترکیب غالب گارنت‌های مزبور را می‌توان آلماندین دانست.

همان‌گونه که قبلاً نیز به آن اشاره گردید، به طور کلی، گارنت موجود در این سنگ‌ها می‌توانند به‌صورت (۱) فاز اولیه ماگمایی و یا (۲) زینوکریست‌های مشتق از سنگ میزبان و یا (۳) یک فاز باقیمانده باشند.

تعیین نوع کانی‌های همراه با گارنت می‌تواند در تشخیص منشأ مفید واقع گردد، البته این مسئله نیازمند انجام مطالعات تجربی بر روی روابط فازی ماگمای میزبان گارنت‌ها می‌باشد (دی[1] و همکاران، ۱۹۹۲؛ گرین، ۱۹۹۲). اما متأسفانه این روش از اعتبار کاربردی چندانی برخوردار نمی‌باشد، زیرا ماگمای

[1] Day

حاوی گارنت طی فرآیندهای ماگمایی بعدی، از قبیل هضم یا اختلاط، دچار تغییراتی می‌گردد (کاواباتا و تاکافوجی[1]، ۲۰۰۵). از این رو ادخال‌های موجود در گارنت می‌توانند اطلاعات بیشتری را در مورد منشأ ارائه نمایند، زیرا بلورها در حین تبلور ممکن است کانی‌ها، مذاب‌ها و سیالات را در خود به دام بیندازند (رودر[2]، ۱۹۷۹؛ وان‌دن‌کرهوف و هین[3]، ۲۰۰۱).

هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) معتقدند که چنانچه ترکیب شیمیایی ادخال‌های موجود در درون گارنت‌ها با ترکیب شیمیایی همان کانی‌ها در زمینه سنگ مشابه باشد، این گارنت‌ها دارای منشأ اولیه خواهند بود. به منظور بررسی این مسئله، ترکیب بیوتیت، ایلمنیت و پلاژیوکلازهای موجود در درون گارنت و زمینه تونالیت و شیست‌های موجود در منطقه مورد مطالعه خود را با هم مقایسه می‌نماییم.

همان‌گونه که در شکل ۵-۲۹ مشاهده می‌گردد، ترکیب پلاژیوکلاز موجود در زمینه و ادخال‌های پلاژیوکلاز درون دانه‌های گارنت، بسیار به هم شبیه بوده و صرفاً ادخال‌های پلاژیوکلاز اندکی مافیک‌تر به‌نظر می‌رسند. این مسئله را می‌توان به تشکیل ادخال‌های پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه‌تر و در نتیجه مافیک‌تر نسبت داد.

در حقیقت، با در نظر گرفتن پدیده تفریق در ماگمای میزبان، ادخال‌ها اندکی زودتر و از ماگمای کمتر تفریق یافته‌تری حاصل شده‌اند. به این ترتیب مافیک‌تر بودن ماگمای به‌وجود آورنده پلاژیوکلازهایی که در دل گارنت‌ها به‌دام افتاده‌اند، به‌خوبی بیانگر منشأ آذرین و ماگمایی گارنت میزبان آنها است. ترکیب ادخال‌های پلاژیوکلاز موجود در هورنفلس‌ها در مقایسه با پلاژیوکلازهای موجود در تونالیت‌ها (ادخال‌های گارنت و زمینه)، بسیار از آن یکنواخت‌تر و فلسیک‌تر است و از نظر میزان SiO_2 و Na_2O غنی‌تر و از لحاظ Al_2O_3 و CaO تهی‌تر هستند (شکل ۵-۲۹- ب). در واقع شباهتی بین ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در تونالیت‌ها و هورنفلس‌ها مشاهده نمی‌شود.

علاوه بر پلاژیوکلازها، ترکیب بیوتیت‌ها نیز مسئله منشأ آذرین و ماگمایی گارنت میزبان را تأیید می‌نماید، به‌طوری‌که بیوتیت‌های زمینه سنگ تونالیت و ادخال‌های بیوتیت موجود در گارنت دارای شباهت‌های ترکیبی بسیار نزدیکی بوده و هیچ تمایزی را با آنها نشان نمی‌دهند (شکل ۵-۳۰- الف). اگر بخواهیم از دیدگاه مقایسه آنها را با هم مورد توجه قرار بدهیم باید اذعان داشت که ترکیب بیوتیت‌های موجود در شیست‌ها به‌جز از لحاظ Al_2O_3، در مورد دیگر عناصر اندکی کاهش نشان می‌دهند، اما دارای

[1] Kawabata and Takafuji
[2] Roedder
[3] Van den Kerkhof and Hein

نوسان‌های ترکیبی قابل‌توجهی نمی‌باشند (شکل ۵-۳۰- ب).

بررسی شیمی ادخال‌های ایلمنیت موجود در گارنت درون تونالیت‌ها و مقایسه آن با ایلمنیت‌های موجود در زمینه نشان می‌دهد که ترکیب اصلی آنها (شامل اکسید TiO_2 و FeO) بسیار به هم شباهت داشته و صرفاً از نظر دیگر عناصر (که فراوانی آنها در حد کمتر از 0.5% وزنی است)، تفاوت اندکی بین آن دو مشاهده می‌گردد (شکل ۵-۳۱- الف).

لازم به‌ذکر است در برابر آنچه در بالا بیان شد، ترکیب ایلمنیت موجود در هورنفلس‌ها و شیست‌ها بسیار به‌هم شبیه بوده (شکل ۵-۳۱- ب) و میزان Al_2O_3 و SiO_2 آنها نسبت به ایلمنیت تونالیت‌ها در حدود ۱۰ درصد وزنی بیشتر است. به این ترتیب می‌توان تأثیر ترکیب شیمیایی سنگ میزبان را بر روی ترکیب ایلمنیت مشاهده نمود.

تغییرات MnO موجود در ایلمنیت‌های هورنفلس و شیست بسیار به‌هم شباهت دارد و در نمودار ۵-۳۱- ب، روند یکنواختی را نشان می‌دهد، اما در مورد تونالیت‌ها مقدار MnO ایلمنیت‌های زمینه با ادخال‌های ایلمنیت تفاوت دارد. البته در مقایسه مقدار MnO ایلمنیت‌های زمینه تونالیت‌ها شباهت بسیار زیادی را به ایلمنیت‌های موجود در هورنفلس و شیست‌ها نشان می‌دهند (شکل ۵-۳۱).

از مهمترین نتایج این بررسی‌ها می‌توان به این نکته اشاره نمود که ترکیب ادخال‌های گارنت (شامل پلاژیوکلازها، بیوتیت‌ها و ایلمنیت‌ها) از بخش‌های خارجی تا داخلی گارنت موجود در تونالیت تغییرات شیمیایی چندانی ندارند و درنتیجه کانی‌هایی که به‌طور همزمان با تشکیل گارنت در درون ماگما در حال شکل‌گیری بوده‌اند دچار نوسان‌های ترکیبی چندانی نشده‌اند. این مسئله می‌تواند در شرایطی منطقی باشد که توده نفوذی تونالیتی در شرایط نسبتاً پایداری از لحاظ شیمیایی قرار گرفته و فاقد تبادلات شیمیایی با سنگ‌های مجاور بوده و یا تبادلات بسیار ناچیزی با آن داشته باشد. البته با توجه به وجود منطقه‌بندی و نوسان در روند کلی تغییرات ترکیبی در خود گارنت (در هسته و از هسته تا حاشیه)، این مسئله تا حدودی قابل بحث خواهد بود.

لذا بهتر است که تشکیل ادخال‌های مذکور را همزمان با تشکیل گارنت‌ها تلقی ننموده و تشکیل آنها را به پیش از تشکیل دانه‌های گارنت مرتبط دانست، که بعداً طی تشکیل گارنت در درون گارنت‌ها قرار گرفته‌اند. اما از آنجایی‌که تشکیل خود دانه‌های گارنت همزمان با فرآیندهای صعود ماگما بوده است، لذا آثار تغییرات دما، فشار و ترکیب شیمیایی ماگما را می‌توان به‌صورت منطقه‌بندی شیمیایی در درون گارنت‌ها مشاهده نمود.

تاکنون الگوهای منطقه‌بندی گوناگونی برای فنوکریست‌های گارنت موجود در سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن ارائه گردیده است. هر چند تهی‌شدگی از Mg# به سمت حاشیه یکی از الگوهای متعارف در گارنت‌های فنوکریست می‌باشد (گرین و رینگوود، ۱۹۶۸؛ وود، ۱۹۷۴؛ دی و همکاران، ۱۹۹۲)، اما الگوی عکس آن، مشابه آنچه در گارنت‌های موجود در تونالیت منطقه ده‌نو مشاهده می‌گردد، نیز تاکنون توسط بسیاری از محققین گزارش شده است (فیتون، ۱۹۷۲؛ دی و همکاران، ۱۹۹۲). لذا تغییرات مقدار منیزیم و Mg# در همه موارد نمی‌تواند به‌عنوان معیار دقیقی برای تشخیص خاستگاه گارنت محسوب شود.

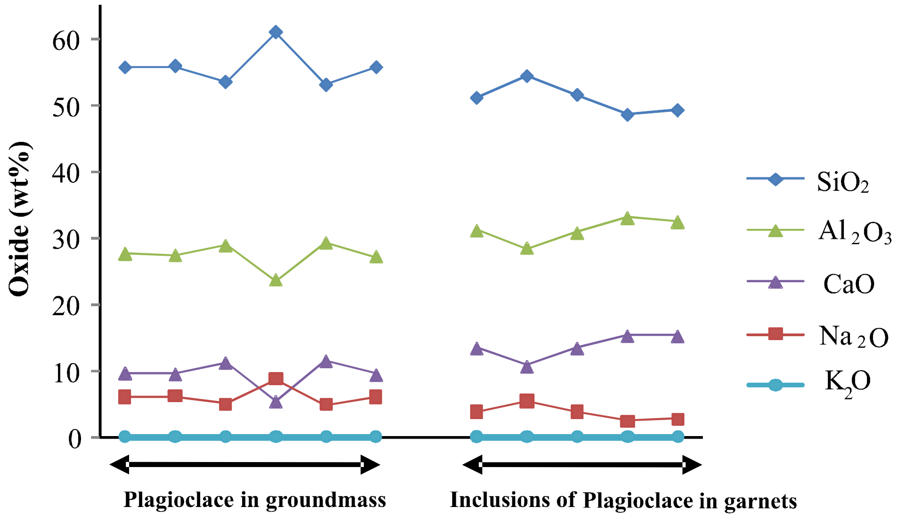
در تصویر ۵-۳۲ روند تغییرات Mg# = (Mg/Mg+Fe) برای گارنت‌های تونالیت‌های ده‌نو ارائه شده است. مقدار Mg# در درونی‌ترین بخش هسته به سمت بخش‌های میانی آن افزایش و سپس به سمت حاشیه گارنت دچار کاهش شده است.

همچنین وجود منطقه‌بندی نوسانی یا نبود آن در گارنت نیز همیشه متمایز کننده گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نیست، زیرا با وجود اینکه گارنت‌های خوش‌فورم و فاقد منطقه‌بندی معمولاً به عنوان فنوکریستال شناخته می‌شوند (هریسون، ۱۹۸۸؛ گرین و رینگوود، ۱۹۸۸)، بر اساس مطالعه پیشین (لیک، ۱۹۶۷؛ منینگ[1]، ۱۹۸۳)، منطقه‌بندی در گارنت‌های دگرگونی امر متعارفی می‌باشد، اما منطقه‌بندی نوسانی در فنوکریست‌های گارنت نیز گزارش شده است (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ کانو[2]، ۱۹۸۳). در حقیقت وجود منطقه‌بندی نوسانی در گارنت‌های فنوکریستی می‌تواند بیانگر نوسان ترکیب مذاب (دی و همکاران، ۱۹۹۲) و یا تغییرات فشار در هنگام تشکیل آنها باشد (کانو و یاشیما[3]، ۱۹۷۶).

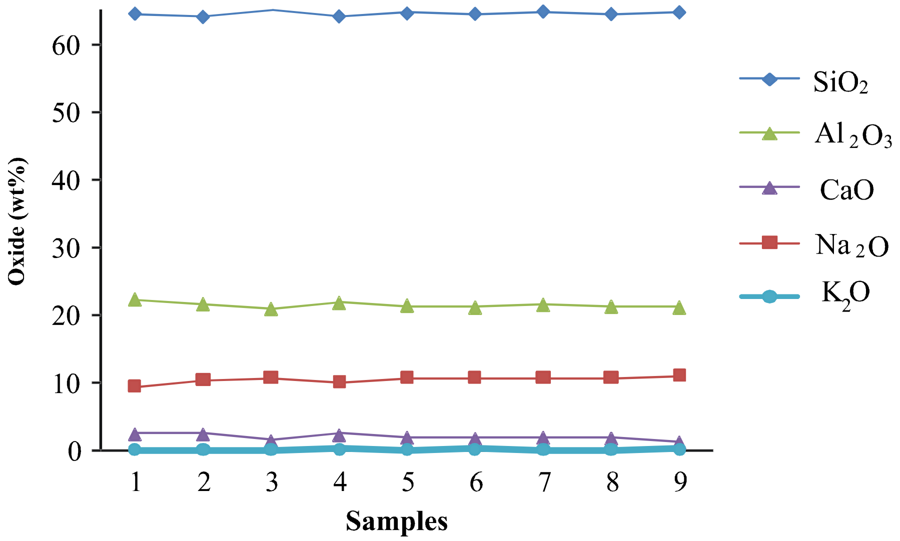
به عقیده اسپیر (۱۹۹۳) نیز ترکیب گارنت به تنهایی معیار کاملی برای تشخیص منشأ آن نمی‌باشد، زیرا ترکیب گارنت می‌تواند بسته به نوع و ترکیب سنگ کل، ترکیب زمینه پیرامون گارنت، مجموعه کانی‌های همراه آن و شرایط دما و فشار، متغیر باشد.

[1] Manning
[2] Kano
[3] Yashima

(الف)

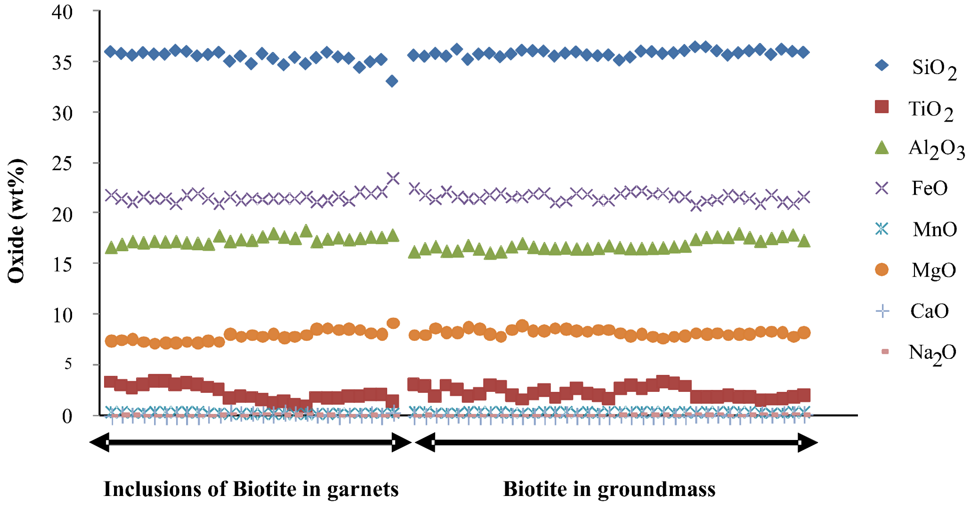


(ب)

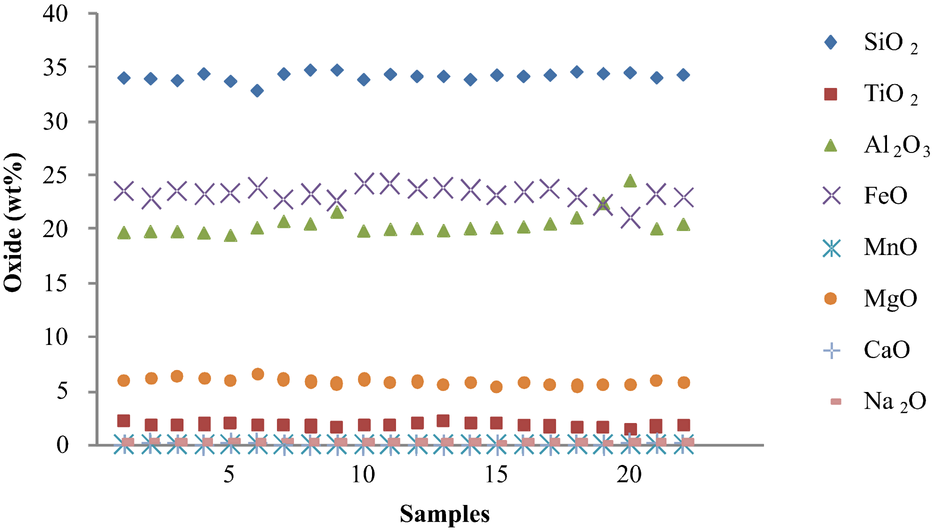


شکل ۵-۲۹: مقایسه ترکیب پلاژیوکلاز (الف) ادخال‌های پلاژیوکلاز موجود در گارنت و پلاژیوکلاز موجود در زمینه تونالیت؛ (ب) ادخال‌های پلاژیوکلاز درون گارنت‌های موجود در هورنفلس.

(الف)

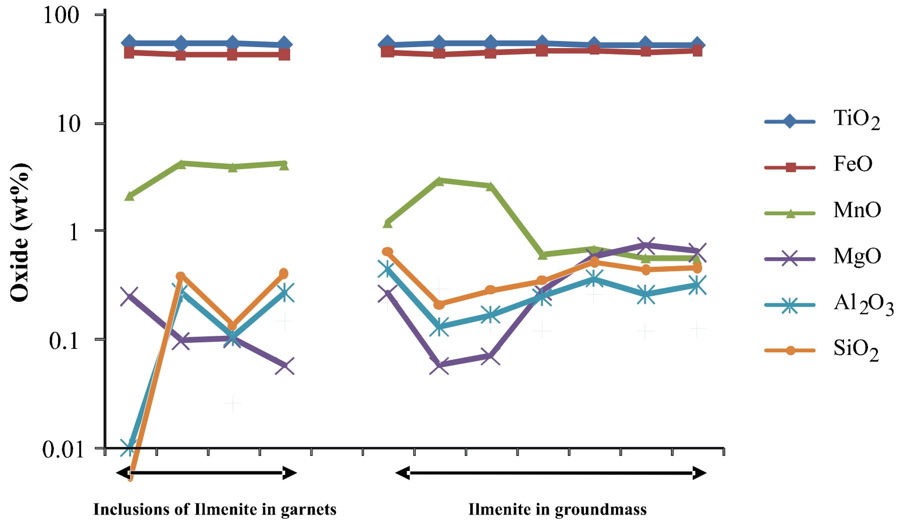


(ب)

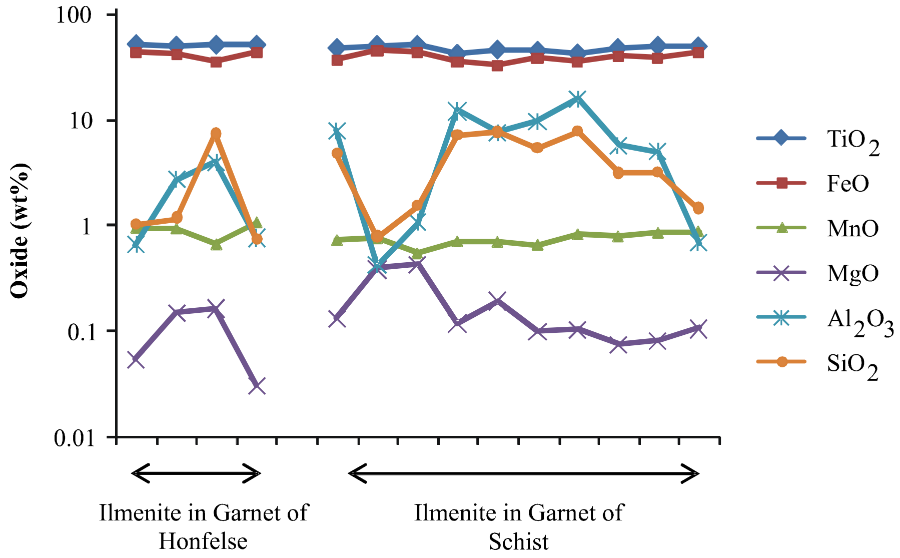


شکل ۵-۳۰: مقایسه ترکیب بیوتیت (الف) بیوتیت‌های زمینه و ادخال‌های بیوتیت موجود در گارنت درون تونالیت؛ (ب) ادخال‌های بیوتیت موجود در گارنت‌های درون شیست‌ها.

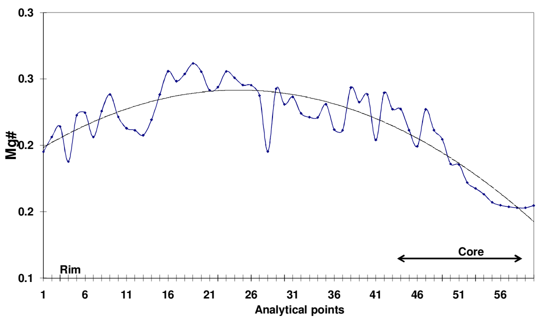
(الف)



(ب)



شکل ۵-۳۱: مقایسه ترکیب ایلمنیت (الف) ایلمنیت‌های موجود در زمینه و ادخال‌های ایلمنیت موجود در گارنت درون تونالیت؛ (ب) ادخال‌های ایلمنیت موجود در گارنت درون هورنفلس و شیست‌ها.



شکل ۵-۳۲: بررسی نوسان در مقدار Mg# در گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو (خطوط منحنی بیانگر روند کلی تغییرات می‌باشند که بر اساس بهترین برازش نقاط و با استفاده از تابع چندجمله‌ای ترسیم شده است).

کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، نوع گارنت‌های موجود در سنگ‌های کالک‌آلکالن نوار آتشفشانی ستوچی[1] (ژاپن) را به این صورت تقسیم‌بندی نمودند:

۱. گارنت‌های نوع M یا دگرگونی؛ که به صورت زینوکریست می‌باشند، را می‌توان با توجه به وجود ادخال‌های سیلیمانیت و بافت‌های انحلالی و نیز همراهی قطعات زینولیت مشخص نمود. این گارنت‌ها دارای افزایش نسبت MgO/FeO و کاهش MnO به سمت حاشیه می‌باشند.

۲. گارنت‌های نوع I یا آذرین؛ که به عنوان فنوکریست خوانده می‌شوند، توسط نداشتن ادخال‌های سیلیمانیت قابل تشخیص می‌باشند. همچنین این گروه از گارنت‌ها دارای ادخال‌هایی از شیشه در درون خود هستند که بیانگر تبلور گارنت در کنار مذاب می‌باشد. این نوع گارنت دارای منطقه‌بندی نوسانی و تغییرات نامنظم FeO و MgO بوده که این منطقه‌بندی نوسانی ممکن است در پی ناهمگنی ماگما حاصل گردیده باشد.

در نمونه‌های گارنت نوع M مربوط به ریولیت‌های منطقه ستوچی، به سمت حاشیه میزان MnO کاهش و نسبت MgO/FeO افزایش می‌یابد، در حالیکه در گارنت‌های نوع I همین منطقه، میزان MgO و FeO دارای منطقه‌بندی نوسانی می‌باشند (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵). بررسی ترکیب حاشیه گارنت‌های ده‌نو نشان می‌دهد که همانند گارنت‌های نوع M، میزان FeO، MnO و CaO، به سمت حاشیه کاهش و مقدار MgO و نسبت MgO/FeO افزایش می‌یابد. اما از سویی دیگر همانند نوع I،

[1] Setouchi

میزان MgO و FeO آنها منطقه‌بندی نوسانی نشان می‌دهد. لذا با توجه به تناقض بین آنچه که در مورد گارنت موجود در تونالیت ده‌نو در بالا ذکر شد و آنچه که این مؤلفین اظهار می‌دارند، به نظر می‌رسد که بر خلاف نظر کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، همیشه نمی‌توان صرفاً بر اساس ترکیب حاشیه و الگوهای منطقه‌بندی شیمیایی، گارنت نوع I و نوع M را از یکدیگر تشخیص داد.

گارنت نوع I یا فنوکریست‌های آذرین (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵): این گارنت‌ها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت، ایلمنیت، پلاژیوکلاز و زیرکن می‌باشند. ادخال‌های این کانی‌ها به‌صورت نامنظم پراکنده‌اند ولی توزیع منحنی شکل ادخال‌ها که به‌عنوان ساخت گلوله‌برفی شناخته شده و اغلب در گارنت سنگ‌های دگرساخت مشاهده می‌گردد، در گارنت‌های نوع I مشاهده نمی‌گردد (اسکادرویروت[1] و همکاران، ۲۰۰۰). آندرسون (۱۹۸۴)، این ادخال‌های موجود در پرفیروبلاست‌های گارنت، سنگ‌های دگرگون شده را به دو گروه تقسیم بندی نمود:

۱) ادخال‌های گروه اول (شامل کوارتز، اکسید Fe-Ti و گرافیت) که در امتداد محل مرزها تمرکز می‌یابند و به عنوان کانی‌های به‌دام افتاده زمینه شناخته می‌شوند (آندرسون[2]، ۱۹۸۴؛ برتون[3]، ۱۹۸۶؛ رایس و میچل[4]، ۱۹۹۱).

۲) گروه دوم ادخال‌هایی هستند که نسبت به سطح بلور گارنت به‌طور عمودی توزیع یافته‌اند و به‌صورت هم رشدی استوانه‌ای شکل کوارتز با گارنت میزبان دیده می‌شوند (برتون، ۱۹۸۶؛ آندرسون، ۱۹۸۴).

گارنت نوع M (بنا به تعریف کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵) از لحاظ پتروگرافی و نیز حضور ادخال‌های سوزنی شکل سیلیمانیت و یا توسط بافت‌های انحلالی در بخش‌های مرکزی بلور، از گروه I (فنوکریست‌های گارنت) متمایز می‌باشند. البته قابل ذکر است که این گارنت‌ها گاهی به همراه زینولیت‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و سیلیمانیت می‌باشند. ادخال‌های موجود در گارنت‌های نوع M شامل سیلیمانیت سوزنی، کوارتز، اسپینل، بیوتیت و نیز کانی‌های مربوط به ادخال‌های موجود در گارنت‌های نوع I می‌باشند. هسته برخی از گارنت‌های نوع M به‌صورت یک منطقه غبارآلود از تجمع ذرات ریزتر ادخال‌ها می‌باشند و الگویی شبیه به الگوی توزیع ادخال‌های گارنت‌های نوع دوم در تقسیم‌بندی ارائه

[1] Escuder Viruete
[2] Anderson
[3] Burton
[4] Rice and Mitchell

شده توسط آندرسون (۱۹۸۴) را نشان می‌دهند. این ذرات ریز شامل پلاژیوکلاز، اکسید Fe-Ti و کوارتز بوده ولی شیشه در میان آنها حضور ندارد.

همان‌گونه که قبلاً به آن اشاره گردید، بررسی گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو حاکی از وجود منطقه‌بندی نوسانی در ترکیب عناصر Al، Ca، Fe، Mn و Mg در هسته و نیز از بخش‌های حاشیه هسته به سمت حاشیه گارنت می‌باشد.

بر اساس نظر کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) با توجه به افزایش نسبت MgO/FeO و کاهش MnO در هسته تا حاشیه هسته گارنت، این بخش از گارنت‌ها شباهت‌هایی را به گارنت‌های زینوکریستی نشان می‌دهد. در حالیکه در مقابل، بخش‌های حاشیه‌ای را که دارای روندی عکس روند مذکور می‌باشند، باید شبیه به فنوکریست‌ها دانست. لذا باید فرض نمود که قطعاتی از گارنت، از بخش‌های رسوبی و دگرگونی مجاور به درون توده نفوذی فرو افتاده و هسته زینوکریستی گارنت را تشکیل داده‌اند و سپس ماگمای تونالیتی در ساخت حاشیه فنوکریستی گارنت‌های مذکور شرکت نموده است. اما چنین فرضیه‌ای در مورد گارنت موجود در تونالیت ده‌نو نمی‌تواند صحیح باشد، زیرا:

۱) اگر بخش هسته‌ای گارنت‌ها دارای منشأ زینوکریستی باشد، در چنین وضعیتی بایستی قطعاتی از زینولیت‌های دگرگونی در توده تونالیتی و یا کانی‌های سنگ‌های دگرگونی نیز به صورت ادخال در گارنت‌های درون تونالیت‌ها مشاهده می‌گردید، اما شواهد نشان دهنده عدم حضور زینولیت و یا چنین ادخال‌هایی است. زیرا:

(الف) از لحاظ پتروگرافی و میکروسکوپی هیچ‌گونه آثاری از حضور کانی‌هایی نظیر کردیریت، سیلیمانیت و سایر کانی‌های دگرگونی مشابه در این سنگ‌ها مشاهده نگردید (به فصل سوم رجوع شود).

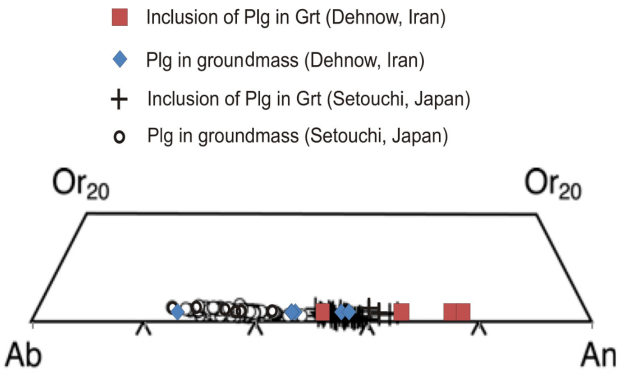
(ب) همان‌گونه که در تصاویر ۵-۲۹، ۵-۳۰ و ۵-۳۱ مشاهده می‌شود ترکیب کانی‌های متداول و فرعی موجود در زمینه سنگ تونالیتی (فلدسپار، بیوتیت و ایلمنیت) با ادخال‌های درون گارنت‌ها، شبیه، ولی با نمونه‌های مشابه‌شان در سنگ‌های دگرگونی مجاور، کاملاً متفاوت است.

۲) مطالعات دماسنجی که با استفاده از روش‌های گوناگون صورت پذیرفته، دمای تشکیل مشابهی را در بخش‌های مختلف گارنت نشان می‌دهد. مقایسه متوسط دمای محاسبه شده با استفاده از روش ترمومتری هورنبلند - پلاژیوکلاز در حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد محاسبه گردید (فصل ۴). شرایط

دمای تشکیل بخش هسته گارنت را از بخش‌های حاشیه‌ای آن نمی‌توان متمایز در نظر گرفت و آن را به یک محیط متفاوت خارجی و دگرگونی نسبت داد.

۳) گارنت‌های نوع I یا همان فنوکریست‌های گارنت موجود در داسیت‌های منطقه شیراکاتای ژاپن (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵)، دارای نسبت MgO/FeO بالاتری نسبت به گارنت‌های موجود در ریولیت‌های ستوچی می‌باشند. بنابراین مقایسه ترکیب پلاژیوکلاز موجود در زمینه با ادخال‌های پلاژیوکلاز درون گارنت‌های نوع I نشان می‌دهد که ادخال‌های پلاژیوکلاز دارای An% بالاتری می‌باشند (شکل ۵-۳۳). این مسئله در مورد پلاژیوکلازهای موجود در تونالیت ده‌نو نیز قابل مشاهده است، به‌طوریکه ادخال‌های پلاژیوکلاز موجود در گارنت‌ها دارای An% بالاتری نسبت به پلاژیوکلازهای زمینه می‌باشند (شکل ۵-۳۳). به طور کلی میزان CaO/Na_2O و MgO/FeO موجود در یک مذاب، با افزایش مقدار SiO_2 مذاب، کاهش پیدا می‌کند. علاوه بر این، ضریب توزیع Fe-Mg، بین مذاب و گارنت، که به‌صورت $Kd_{Fe\text{-}Mg}= (Fe^{Grt}Mg^{melt})/(Fe^{melt}Mg^{Grt})$ بیان می‌گردد، با فلسیک‌تر شدن ترکیب ماگما افزایش می‌یابد، زیرا $Kd_{Fe\text{-}Mg}$ دارای رابطه عکس با دمای ماگما می‌باشد (الیس[1]، ۱۹۸۶) و در ماگماهای فلسیک‌تر که به‌طور نسبی دمای کمتری دارند، مقدار آن افزایش پیدا می‌کند. به این ترتیب، با توجه به مطالعات کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) و مطالعه حاضر، تفاوت بین ترکیب ادخال پلاژیوکلاز موجود در گارنت و پلاژیوکلازهای زمینه این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر این باشد که گارنت‌های نوع I ستوچی و گارنت مورد مطالعه در منطقه ده‌نو، هر دو از یک مذاب مافیک‌تر نسبت به مذاب میزبان‌شان منشأ گرفته‌اند. وجود چنین مذابی، حضور گارنت‌هایی با منشأ زینوکریستی در هسته گارنت‌ها را نفی می‌نماید.

[1] Ellis



شکل ۵-۳۳: مقایسه ترکیب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ادخال‌های پلاژیوکلاز موجود در گارنت‌های نوع I در دو منطقه دهنو و ستوچی.

۴) همان‌گونه که پیش‌تر نیز به‌طور کامل به آن اشاره گردید، تغییرات مقدار منیزیم و Mg# همیشه نمی‌تواند به‌عنوان معیار دقیقی برای تشخیص خاستگاه گارنت محسوب شود و وجود منطقه‌بندی نوسانی یا نبود آن در گارنت نیز همیشه متمایز کننده گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نیست. در حقیقت وجود چنین طبقه‌بندی نوسانی در گارنت‌های فنوکریستی می‌تواند بیانگر نوسان ترکیب مذاب و یا تغییرات فشار باشد. لذا صرفاً استناد به تغییرات میزان MnO و MgO/FeO که توسط کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) برای تمایز بین فنوکریست‌ها و زینوکریست‌های گارنت ارائه گردیده است نمی‌تواند در مورد همه مناطق و نمونه‌ها صحیح باشد.

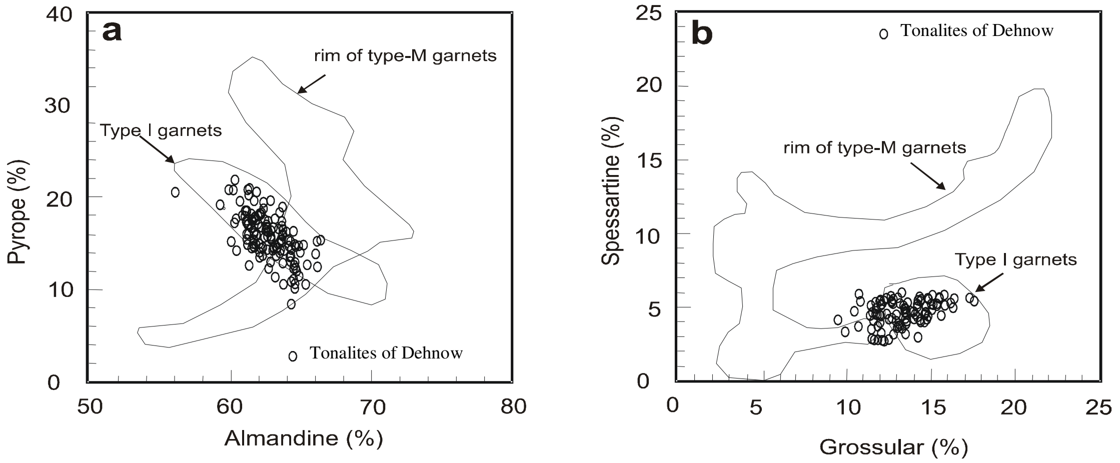
بنابراین طبق کلیه شواهد مذکور، تفکیک ساختار گارنت‌های منطقه دهنو به دو بخش هسته زینوکریستی و حاشیه فنوکریستی کاملاً مردود خواهد بود و با توجه به عدم حضور ادخال سیلیمانیت در درون گارنت‌های منطقه دهنو و نیز نبود زینولیت دگرگونی در درون این تونالیت‌ها، شباهت این گارنت‌ها به گارنت‌های فنوکریستی محرزتر می‌گردد.

به منظور بررسی بهتر ماهیت فنوکریستی گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه دهنو، این نمونه‌ها با نمونه‌های فنوکریست و زینوکریست شناخت شده چندین منطقه مختلف جهان مقایسه گردیدند. یکی از این مناطق، نوار آتشفشانی ستوچی در ژاپن می‌باشد که توسط کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) برای گارنت‌های نوع I (فنوکریست‌های گارنت) منطقه مورد مطالعه خود در نوار آتشفشانی ستوچی و شیراکاتا[1] (ژاپن)، ترکیب شیمیایی $Alm_{57-70}Pyr_{9-23}Sps_{2-7}Grs_{13-18}$ را

[1] Shirakata

معرفی نمودند که شباهت بسیار نزدیکی به نمونه‌های مورد مطالعه گارنت موجود در تونالیت‌های ده‌نو $Alm_{62.91}Pyr_{16.56}Sps_{4.73}Grs_{14.11}$ دارد (جدول ۵-۲). در هر دو منطقه مورد مقایسه (ستوچی و ده‌نو)، تغییرات آلماندین و پیروپ گارنت، به‌صورت منطقه‌بندی نوسانی بوده و دارای تغییراتی در حد $<10mole\%$ می‌باشد. در منطقه‌بندی، تغییرات آلماندین نسبت به پیروپ به‌صورت ناسازگار بوده و در هر دانه گارنت تغییرات اسپسارتین و گروسولار در حدود ۵ درصد مول یا کمتر می‌باشد. گارنت‌های نوع M، دارای تغییرات ترکیبی وسیع‌تری به‌ویژه در مورد میزان اسپسارتین و گروسولار می‌باشند (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵). در شکل ۵-۳۴، نمودار میزان درصد پیروپ در برابر آلماندین و نمودار درصد اسپسارتین در برابر گروسولار ارائه گردیده و محدوده‌های مربوط به ترکیب گارنت‌های نوع I و M در منطقه ستوچی ژاپن مشخص گردیده‌اند (کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵). مقایسه نمونه‌های مختلف گارنت (از هسته تا حاشیه گارنت‌ها) مربوط به تونالیت منطقه ده‌نو با گارنت‌های نوع I و نوع M منطقه ستوچی، بیانگر شباهت بسیار زیاد این گارنت‌ها به گارنت‌های نوع I (گارنت‌های فنوکریست) می‌باشد (شکل ۵-۳۴).



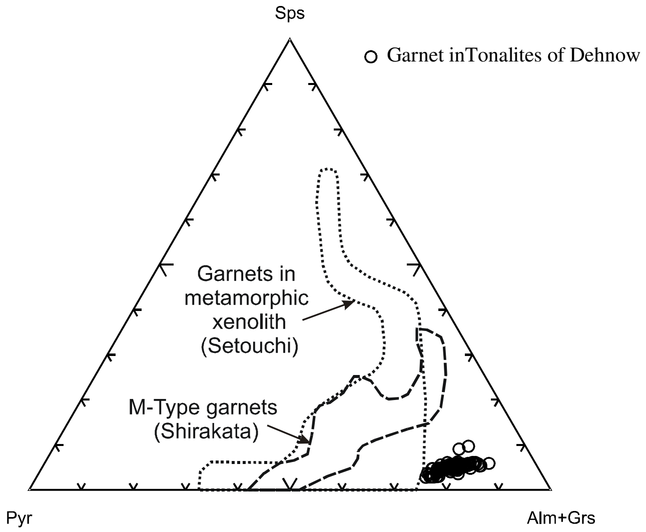
شکل ۵-۳۴: ترکیب گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو در مقایسه با گارنت‌های نوع I و M مربوط به نوار آتشفشانی ستوچی، ژاپن (اقتباس از کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵).

گارنت‌های دگرگونی موجود در داسیت‌های شیراکاتا (ژاپن)، از نوع زینوکریست می‌باشند و به همراه مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز + ارتوپیروکسن + بیوتیت + اسپینل + گارنت یا پلاژیوکلاز + کوارتز + بیوتیت می‌باشند. اغلب آنها ذوب شده و در مرزهای آنها شیشه مشاهده می‌شود (آسامی[1] و آسامی،

[1] Asami

۱۹۸۲؛ تاگیری[1] و همکاران، ۱۹۷۵؛ کانو، ۱۹۸۳؛ کوماتسو[2]، ۱۹۹۶). این داسیت‌ها دارای زینولیت‌های گنایسی گارنت‌دار می‌باشند. اما در درون گارنت‌های منطقه ده‌نو هیچ شواهدی دال بر حضور شیشه در مرزهای گارنت و ذوب گارنت‌ها مشاهده نگردید. همچنین مطالعات کوماتسو (۱۹۹۶) نشان می‌دهند که این گارنت‌ها دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و هسته نسبت به حاشیه آنها دارای اسپسارتین بیشتر و پیروپ کمتری می‌باشد. منطقه‌بندی مشابهی در مورد گارنت‌های منطقه ده‌نو مشاهده گردید. تاکنون طبقه‌بندی نوسانی در فنوکریست‌های گارنت نیز توسط دِی و همکاران (۱۹۹۲) و کانو (۱۹۸۳) گزارش شده است. علاوه بر این، در داسیت‌های منطقه شیراکاتا، سیلیمانیت‌های سوزنی شکل در متن و حاشیه گارنت‌های نوع دگرگونی مشاهده می‌شوند، در حالیکه همان‌گونه که قبلاً به آن اشاره گردید، تونالیت‌های منطقه ده‌نو فاقد سیلیمانیت و یا هر نوع کانی شاخص دگرگونی می‌باشند. لذا به خوبی می‌توان آنها را از گارنت‌های نوع دگرگونی و زینوکریست‌ها متمایز دانست. پس به‌طور خلاصه، گارنت‌های ده‌نو نه تنها به‌همراه قطعات زینولیتی دگرگونی نمی‌باشند، بلکه فاقد سیلیمانیت و یا کانی‌های دگرگونی بوده و فاقد الگوی منطقه‌بندی مشابه گارنت‌های نوع M می‌باشند. بر اساس نمودار Pyr-Sps-Alm+Grs (اقتباس از کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵)، گارنت‌های منطقه ستوچی به گارنت‌های نوع M (یعنی دگرگونی) منطقه شیراکاتا بسیار شباهت دارند (شکل ۵-۳۵). اما نمونه‌های گارنت موجود در تونالیت‌های ده‌نو بر روی نمودار Pyr-Sps-Alm+Grs در محدوده‌ای خارج از محدوده گارنت‌های دگرگونی قرار گرفته و با گارنت‌های دگرگونی و زینوکریستیِ منطقه ستوچی و گارنت‌های نوع M منطقه شیراکاتای ژاپن تطابق نشان نمی‌دهند (شکل ۵-۳۵). در واقع گارنت‌های نوع M و زینولیت‌های دگرگونی منطقه شیراکاتای ژاپن به یکدیگر بسیار شبیه بوده ولی با گارنت‌های منطقه ده‌نو کاملاً متفاوت می‌باشند.

[1] Tagiri
[2] Komatsu



شکل ۵-۳۵: مقایسه ترکیبی بین گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو (مشهد، ایران) با گارنت‌های نوع M مربوط به داسیت‌های منطقه شیراکاتا (ژاپن) و زینولیت‌های دگرگونی نوار آتشفشانی ستوچی (ژاپن) (اقتباس از کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵). گارنت‌های نوع M و زینولیت‌های دگرگونی به یکدیگر بسیار شبیه بوده ولی با گارنت‌های منطقه ده‌نو کاملاً متفاوت می‌باشند.

علاوه بر این در اینجا، گارنت‌های مورد مطالعه را با ترکیب گارنت‌های سایر نقاط جهان مورد مقایسه قرار خواهیم داد. همان‌گونه که در تصاویر شکل‌های ۵-۳۶ و ۵-۳۷ مشخص گردیده، محدوده‌هایی که توسط خط‌چین مشخص شده‌اند، مربوط به مطالعات گرین و رینگوود (۱۹۶۸)، فیتون (۱۹۷۲)، کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و یوآن[1] و همکاران (۲۰۰۸) بوده و ترکیب فنوکریستی دارند و محدوده‌هایی که توسط خطوط پیوسته تیره مشخص گردیده‌اند، مربوط به مطالعات هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) بوده و ترکیب گارنت‌های زینوکریستی را نشان می‌دهند.

در نمودار CaO در برابر MnO (اقتباس از هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱)، نمونه‌های گارنت تونالیت‌ها بیشترین تطابق را با محدوده‌های فنوکریستی هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، یوآن و همکاران (۲۰۰۸) و کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) نشان می‌دهند (شکل ۵-۳۶- الف).

در شکل ۵-۳۶- ب مشاهده می‌شود که نمونه‌های گارنت تونالیت‌های منطقه ده‌نو بیشترین تطابق ترکیبی را با نمونه‌های فنوکریست مربوط به مطالعات کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و یوآن و همکاران (۲۰۰۸) نشان می‌دهند. در مقابل نمونه‌های گارنت موجود در شیست‌ها بهترین تطابق را با زینوکریست‌های مربوط به مطالعه هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) نشان داده‌اند.

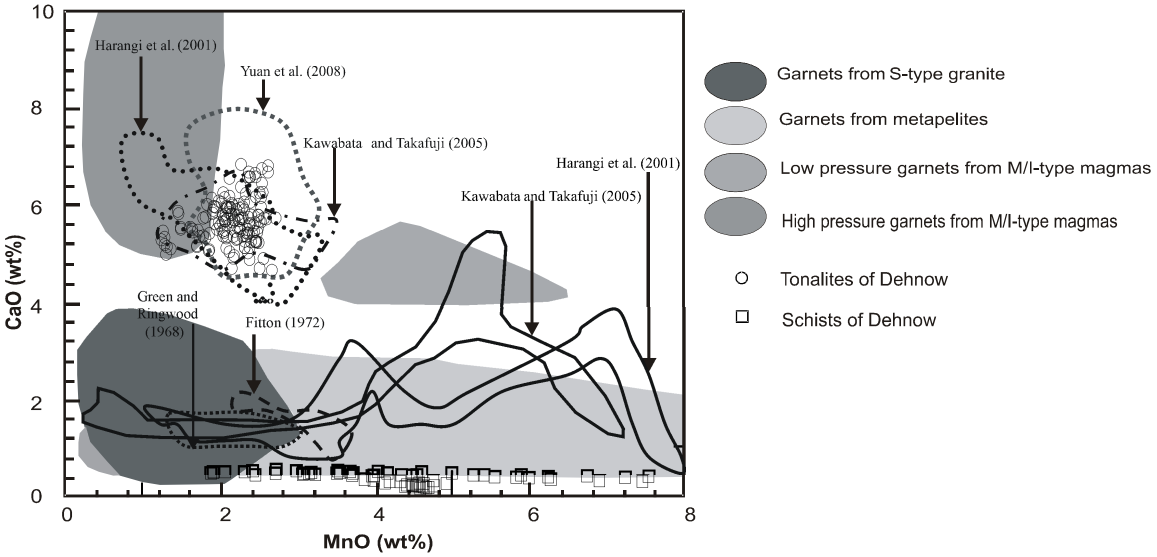
[1] Yuan

در نمودار Mn-Fe+Mg-Ca (شکل ۵-۳۶- ب) و Sps-Alm+Grs-Pyr (شکل ۵-۳۷- الف)، نمونه‌های گارنت مربوط به تونالیت‌های ده‌نو در محدوده فنوکریست‌های مورد مطالعه توسط گرین و رینگوود (۱۹۶۸)، فیتون (۱۹۷۲)، کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و یوآن و همکاران (۲۰۰۸) قرار گرفته‌اند.

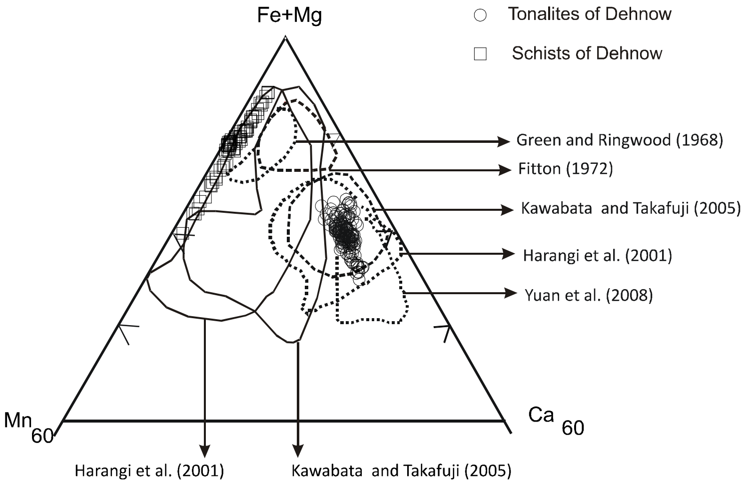
همان‌گونه که در تصویر ۵-۳۶- ب مشاهده می‌شود، نمونه‌های گارنت فنوکریست دارای مقدار Ca بیشتری نسبت به زینوکریست‌های گارنت هستند و به قطب کلسیم‌دار نزدیک‌تر هستند. این پدیده را می‌توان به‌خوبی در نمودارهای CaO در برابر MnO (شکل ۵-۳۶- الف) و Sps-Alm+Grs-Pyr (شکل ۵-۳۷- الف) نیز مشاهده نمود. در حقیقت مقدار Ca و به تبع آن گروسولار گارنت، یکی از عناصر مؤثر و مفید در تفکیک گارنت‌های فنوکریست از زینوکریست می‌باشد. البته علاوه بر Ca میزان Fe گارنت‌های فنوکریست نیز بالا است، به‌طوری‌که در نمودار Sps-Alm+Grs-Pyr، نمونه‌های فنوکریست به محدوده قطب آلماندین نزدیک‌تر از زینوکریست‌ها هستند (شکل ۵-۳۷- الف).

البته با توجه به نمودار Mg-Fe-Mn (شکل ۵-۳۷- ب)، به نظر می‌رسد که میزان Mn و Mg، به‌خوبی میزان Ca، قادر به تفکیک محدوده‌های فنوکریستی و زینوکریستی گارنت از یکدیگر نمی‌باشد، لذا نمونه‌ها به‌طور پراکنده در محدوده‌های فنوکریستی و زینوکریستی قرار دارند.

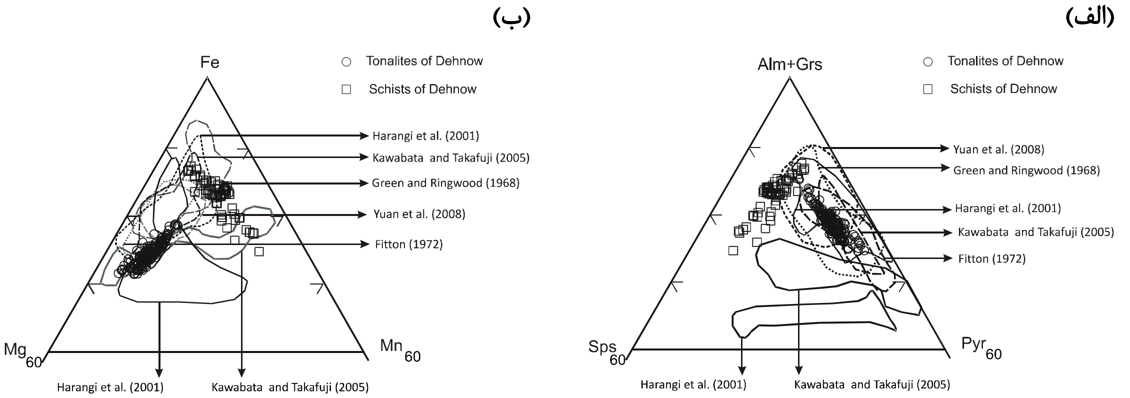
(الف)



(ب)



شکل ۵-۳۶: مقایسه گارنت موجود در تونالیت‌های ده‌نو با ترکیب فنوکریست‌ها و زینوکریست‌های گارنت مربوط به سایر نقاط جهان (محدوده‌های خطچین گرین و رینگوود (۱۹۶۸)، فیتون (۱۹۷۲)، کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و یوآن و همکاران (۲۰۰۸)، ترکیب فنوکریستی دارند و محدوده‌های تیره مربوط به مطالعات هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵) ترکیب گارنت‌های زینوکریستی را نشان می‌دهند).



شکل ۵-۳۷: مقایسه گارنت موجود در تونالیت‌های ده‌نو با ترکیب فنوکریست‌ها و زینوکریست‌های گارنت مربوط به سایر نقاط جهان (محدوده‌های خط‌چین گرین و رینگوود (۱۹۶۸)، فیتون (۱۹۷۲)، کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و یوآن و همکاران (۲۰۰۸)، ترکیب فنوکریستی دارند و محدوده‌های تیره مربوط به مطالعات هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) و کاواباتا و تاکافوجی (۲۰۰۵)، ترکیب گارنت‌های زینوکریستی را نشان می‌دهند).

۵-۵- استفاده از گارنت به منظور بررسی ژئوشیمی سنگ میزبان تونالیتی

همان‌گونه که در فصل سوم اشاره گردید، میزان SiO_2 توده تونالیتی بین ۵۵ تا ۶۳ درصد (حدواسط)، MgO بالا ($MgO>2\%$)، K_2O بالا ($K_2O>1.3\%$)، Al_2O_3 بالا ($Al_2O_3>17\%$) و نسبت $1.5<A/CNK<1.7$ است. بنابراین از لحاظ ژئوشیمیایی ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه، ماهیت کالک‌آلکالن از خود نشان داده (شکل‌های ۳-۲۶ و ۳-۲۷) و از نوع گرانیت‌های قبل از کوهزایی و تیپ I می‌باشند (شکل‌های ۳-۳۱ و ۳-۳۲) و در اغلب دیاگرام‌ها ترکیبی متغیر از تونالیت تا گرانودیوریت از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۳-۲۵ و ۳-۲۶)، که این مسئله می‌تواند به دلیل آلایش تونالیت‌ها با مواد متاپلیتی پوسته زیرین و تا حدودی هم مربوط به دگرسانی‌های بعدی است که این سنگ‌ها متحمل گردیده‌اند.

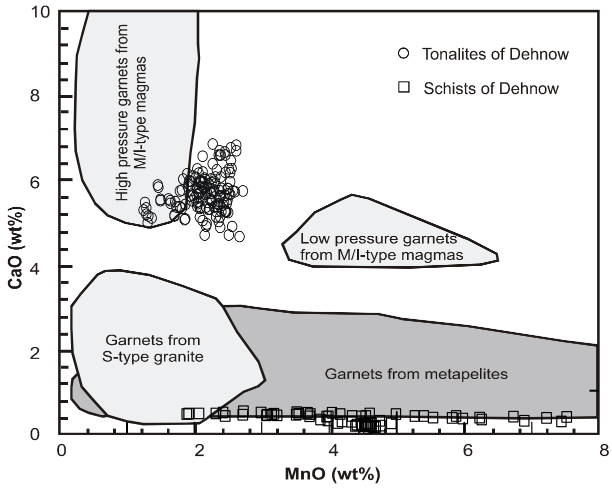
ترکیب ماگما تأثیر بزرگی بر روی شیمی گارنت‌ها می‌گذارد. به عقیده گرین (۱۹۹۷) گارنت‌های ماگمایی که از ماگماهای گرانیتی نوع S متبلور شده‌اند از آندرادیت و اسپسارتین غنی شده‌اند. اما همان‌گونه که در بخش‌های پیشین به آن اشاره شد، در منطقه ده‌نو گارنت‌ها از نوع آلماندین می‌باشند. لذا ماگمای اولیه آنها نمی‌توانسته از نوع S بوده باشد.

هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) معتقدند که شیمی گارنت‌های غنی از آلماندین به‌ویژه در سنگ‌های آتشفشانی نسبت به شرایط تشکیل حساس بوده و می‌توانند به‌عنوان شاخص منشأ مورد استفاده قرار

بگیرند. بر این اساس گارنت‌هایی که در سنگ‌های آتشفشانی پرآلومین (تیپ S) متبلور می‌گردند از نظر CaO فقیر بوده (CaO<4 wt%)، در حالیکه گارنت‌هایی که از ماگماهای متاآلومین (تیپ M یا I) متبلور می‌شوند دارای محتوی CaO بالاتری (CaO>4 wt%) می‌باشند (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). در حقیقت، گارنت‌های فشار بالایی که از گوشته مشتق شده‌اند، یعنی نوع M یا ماگماهای نوع I، به‌وسیله CaO بالا (>5 wt%) و مقدار MnO (<2 wt%) مشخص می‌شوند (شکل ۵-۳۸). با کاهش فشار مقدار MnO گارنت افزایش (>3 wt%) می‌یابد، در حالیکه مقدار CaO نسبتاً بالا (>4 wt%) باقی می‌ماند. در مقایسه گارنت‌های با منشأ ماگماهای نوع S و نیز منشأ متاپلیتی دارای مقدار CaO پایین (<4 wt%) و مقادیر متغیری از MnO می‌باشند (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱).

با توجه به اینکه در گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو، CaO>4 wt% می‌باشد، لذا منشأ ماگمای میزبان آنها دارای بیشترین شباهت به تیپ I و M بوده و ماهیت غیررسوبی و غیرمتاپلیتی از خود نشان می‌دهد. در نمودار میزان CaO در برابر MnO (اقتباس از هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱)، نمونه‌های گارنت مربوط به تونالیت‌ها، با محدوده گارنت‌های آذرینِ تشکیل شده از یک ماگمای تیپ I یا M فشار بالا، تطابق دارند (شکل ۵-۳۸)، که با شواهد پتروگرافی این سنگ‌ها کاملاً شباهت دارد، به‌طوریکه، وجود مجموعه کانی‌های پلاژیوکلازهای کلسیک (فصل سوم و پیوست شماره ۷) و آمفیبول‌های چرماکیتی (جدول ۳-۱ و شکل ۳-۷) همراه با گارنت‌ها، و نبود فازهای کانیایی مربوط به ماگماهای نوع S (مثل کردیریت) می‌تواند بیانگر یک منشأ ماگمایی و گوشته‌ای برای گارنت‌های مورد مطالعه باشد. البته گارنت موجود در کومولاهایی که از ماگماهای گوشته‌ای مشتق شده‌اند، اکلوژیت‌ها و پریدوتیت‌های گوشته‌ای، عموماً دارای MgO بالا (معمولاً >8 wt%) می‌باشند (لی[1] و همکاران، ۲۰۰۶). در حالیکه مقدار MgO موجود در گارنت تونالیت‌های ده‌نو <4.5 wt% می‌باشد و با گارنت‌های تشکیل شده در محیط‌های گوشته‌ای کاملاً متفاوت است. لذا این گارنت‌ها می‌بایست در یک مذاب نسبتاً فلسیک‌تر تشکیل شده باشند. از طرف دیگر، گارنت موجود در شیست‌های منطقه که دارای CaO<4 wt% می‌باشند، در محدوده مربوط به گارنت‌های با منشأ متاپلیتی و دگرگونی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۳۶-الف).

[1] Lee



شکل ۵-۳۸: نمودار CaO در برابر MnO برای نمونه‌های گارنت موجود در تونالیت و شیست‌ها (اقتباس از هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱).

چاپل و وایت (۱۹۷۴) و گرین (۱۹۹۲) مذاب‌های دارای آلماندین را در سه گروه مذاب‌های نوع I، S و M تقسیم‌بندی نموده‌اند:

(۱) فنوکریست‌های گارنت در مذاب‌های پرآلومین نوع S متداول‌تر می‌باشند، یعنی از ذوب آناتکسی سازنده‌های متاپلیتی حاصل می‌گردند. این نوع گارنت‌ها اغلب به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیک و کردیریت می‌باشند. علاوه بر این، این سنگ‌ها اغلب دارای زینولیت‌هایی از سنگ‌های متاپلیتی می‌باشند (زک[1]، ۱۹۷۰؛ وود[2]، ۱۹۷۴؛ مانکسگارد[3]، ۱۹۸۴؛ بارکر، ۱۹۸۷).

(۲) گارنت می‌تواند در ماگماهای نوع I نیز تشکیل گردد. این مذاب‌ها حاصل ذوب بخشی سنگ‌های آذرین موجود در پوسته و یا مذاب‌های نوع M مربوط به گوشته بالایی می‌باشند. این سنگ‌ها، متاآلومین بوده و دارای دیوپسید نورماتیو و نسبت A/CNK<1 می‌باشند. در این سنگ‌ها گارنت دارای مقدار قابل توجهی Ca بوده (Grs>10 mol%) و به‌طور همزیست با کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، ارتوپیروکسن و ندرتاً کلینوپیروکسن می‌باشد (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱).

با توجه به مقدار بالای نسبت A/CNK، که در تونالیت‌های ده‌نو بیش از یک می‌باشد، این نکته به‌خوبی بیانگر پرآلومین بودن این سنگ‌ها است که منجر به شباهت ماهیت سنگ میزبان آنها به مذاب‌های نوع S می‌گردد. اما از آنجایی‌که ترکیب گارنت موجود در تونالیت‌های ده‌نو، تیپ S را نشان نمی‌دهد (شکل ۵-۳۸) و نیز، وجود دیوپسید نورماتیو (پیوست شماره ۱۱)، مقدار بالای Ca در گارنت‌ها

[1] Zeck
[2] Wood
[3] Munksgaard

و همچنین حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن به‌همراه گارنت، مشاهده می‌گردد که گارنت‌های موجود در تونالیت‌های منطقه ده‌نو بیشترین شباهت را به گروه دوم نشان می‌دهند. در حقیقت، الیس و تامپسون[1] (۱۹۸۶)، کنراد و همکاران (۱۹۸۸)، گرین (۱۹۹۲) و هرنگی و همکاران (۲۰۰۱) معتقدند که چنین ماگماهای سیلیسی و پرآلومین می‌توانند از مذاب‌های متاآلومین و طی تفریق فشار بالای کلینوپیروکسن و آمفیبول و یا از آلایش پوسته تحتانی به وجود آمده باشند. به این ترتیب می‌توان مقدار بالای نسبت A/CNK موجود در این سنگ‌ها را توسط پدیدهٔ آلایش پوسته‌ای توجیه نمود.

علاوه بر آنچه تاکنون ذکر شد، محدوده فشار برای تشکیل آمفیبول همراه با گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو، در حدود ۵/۶ تا ۶/۸ کیلوبار بوده (جدول ۴-۲) و بیانگر فشارهای بالا می‌باشد که با منشأ فشار بالای گارنت‌ها تطابق دارد. به این ترتیب می‌توان اظهار داشت که گارنت‌های این توده در فشاری معادل ۵/۶ تا ۶/۸ کیلوبار متبلور شده‌اند که معادل عمق ۱۹/۶ تا ۲۳/۸ کیلومتری می‌باشد. از آن‌جایی‌که این عمق کمتر از محل مرز گوشته - پوسته در زیر این منطقه (که بر اساس نقشه ژرفایی گرانی‌سنجی موهو اقتباس شده از دهقانی و ماکریس[2] (۱۹۸۳) در عمق حدوداً ۴۰ تا ۴۵ کیلومتری است) می‌باشد، لذا ماگمای اولیه و میزبان این گارنت‌ها ممکن است که از گوشته مشتق نشده و یا اینکه می‌تواند دچار آلایش در پوسته تحتانی شده باشد. زیرا مذاب‌هایی که از نوع M یا I می‌باشند در منطقه مرزی پوسته-گوشته تشکیل می‌شوند و گارنت‌های تقریباً پرآلومین ممکن است بر اثر آناتکسی متاپلیت‌ها و یا آلایش ماگمای گوشته‌ای حاصل شده باشند (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱).

تاکنون تعداد اندکی از توده‌های گارنت‌دار متاآلومین در مناطق فرورانش و محیط‌های مرتبط یافت شده‌اند (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱؛ نیتویی[3] و همکاران، ۲۰۰۲؛ باندرس[4] و همکاران، ۲۰۰۴؛ کاواباتا و تاکافوجی، ۲۰۰۵). اما گارنت موجود در توده‌های نفوذی متاآلومین در مقایسه با پلوتون‌های گرانیتی تیپ S، از نظر Ca غنی و به‌صورت آلماندین فقیر از Mn می‌باشند که تحت شرایط فشار نسبتاً بالا و مرتبط با اعماق منطقه انتقالی پوسته-گوشته تشکیل شده‌اند (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ گرین، ۱۹۹۲). صعود سریع ماگماهای گارنت‌دار در یک رژیم کششی و به همراه مقادیر زیاد مواد فرار بخوبی می‌تواند بلورهای گارنت را از ذوب شدن در حین فرآیندهای تعادلی بعدیِ مربوط به فشارهای

[1] Ellis and Thompson
[2] Dehghani and Makris
[3] Nitoi
[4] Bandres

کمتر، حفظ نماید (دی و همکاران، ۱۹۹۲؛ هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). بنابراین سنگ‌های متاآلومین گارنت‌دار ممکن است نماینده مذاب‌های اولیه پوسته باشند (یوآن و همکاران، ۲۰۰۸).

در حقیقت، گارنت آلماندین یک فاز نسبتاً کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی به‌شمار می‌آید، زیرا شرایطی که این نوع گارنت می‌تواند در آن تشکیل گردد محدود به وجود یک منبع گوشته‌ای آبدار، تبلور در فشار بالا، از یک ماگمای آبدار غنی از Al و نیز یک محیط ژئودینامیکی کششی (که در آن صعود سریع مذاب‌های گارنت‌دار بهتر صورت می‌پذیرد) است (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). لذا می‌توان حضور گارنت آلماندین در تونالیت‌های ده‌نو را به تبلور فشار بالا از یک ماگمای آبدار غنی از Al در یک محیط ژئودینامیکی کششی نسبت داد. علاوه بر این طبق گفته دی و همکاران (۱۹۹۲) و هرنگی و همکاران (۲۰۰۱)، برای حضور آلماندین فقیر از Mn، که در اعماق کم، پایدار نیست، صعود سریع ناشی از گسل‌های عمیق یا زون تکتونیکی ضعیف و یا استرس‌کششی نیاز می‌باشد. صعود سریع ماگمای گارنت‌دار تحت یک رژیم کششی، همراه با مواد فرار بالا، بلورهای گارنت را از انحلال در طی تعادل دوباره تحت فشار پایین حفاظت می‌کند. از سویی دیگر گارنت‌های آلماندین حاوی Ca نیز در شرایط فشار پایین ناپایدار بوده (گرین، ۱۹۸۲ و ۱۹۹۲) و ممکن است که در طی زمان، در شرایط فشار کم اتاق‌های ماگمایی کم عمق ناپدید شوند. بنابراین حضور چنین گارنت‌هایی در درون سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند نشان دهنده صعود نسبتاً سریع (عدم زونینگ، شیشه در زمینه و گارنت خودشکل) ماگمای میزبان آنها باشد (فیتون، ۱۹۸۲؛ گیلبرت و راجرز[1]، ۱۹۸۹)، که البته حضور این ماگماها در یک محیط کم فشار و کششی می‌تواند این مسئله را تأیید نماید (هرنگی و همکاران، ۲۰۰۱). با توجه به حضور گارنت‌های درشت و Ca دار ($CaO>4wt\%$) و فقیر از Mn ($MnO<3wt\%$) در تونالیت‌های منطقه ده‌نو، عمق تشکیل این سنگ‌ها را می‌توان نسبتاً زیاد دانست و یا تشکیل آنها را به یک محیط کششی نسبت داد.

همچنین بنا به‌نظر هرنگی و همکاران(۲۰۰۱)، اگر حاشیه گارنت‌ها دارای هاله واکنشی باشد بیانگر صعودی آرام و چنانچه حاشیه آنها دارای مرزهای واضح[2]، گرد شده و یا خود شکل[3] باشد، می‌تواند بیانگر صعود سریع ماگما باشد. از آنجایی‌که حاشیه گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو دارای مرز مشخص و فاقد هاله واکنشی می‌باشد می‌توان سرعت صعود ماگمای میزبان آنها را نسبتاً سریع دانست.

۵-۶- بررسی پدیده انتشار و تأثیر آن بر رشد گارنت‌ها

[1] Gilbert and Rogers
[2] Sharp
[3] Euhedral

تشخیص سرعت سرد شدن در حین تبلور اغلب بر اساس زونینگ ترکیبی و ضرایب انتشار کاتیون‌ها در کانی‌هایی نظیر گارنت، انجام می‌پذیرد.

در ابتدا محققین (اسپیر و دانیل[1]، ۱۹۹۸ و ۱۹۹۹) با فرض موازنه Mn در یک مقطع نازک، تمرکز منگنز را برای بررسی فرآیند زمان هسته‌زایی و تاریخچه رشد مورد استفاده قرار دادند. با این وجود، بررسی منطقه‌بندی Mn، Fe، Mg و Ca نشان می‌دهد که همه این عناصر نمی‌توانند به‌طور هم‌زمان با هم در تعادل باشند. بنابراین، ترکیب کل و یا پدیده انتشار نقش مهم و مؤثری بر روی هسته‌زایی[2] و جنبش‌شناسی[3] رشد گارنت دارد (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱).

اسپیر و دانیل (۱۹۹۸) اعلام داشتند که منطقه‌بندی منگنز در درون گارنت به‌وسیله رشد یک زمینه همگن و تحت شرایط تعادلی در مقیاس یک مقطع نازک به‌وجود می‌آید و می‌توان از آن به‌عنوان شاخصی برای بررسی زمان استفاده نمود (کرتز[4]، ۱۹۷۳، ۱۹۷۴، ۱۹۹۳؛ کارلسون[5]، ۱۹۸۹، ۱۹۹۱؛ اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱). منطقه‌بندی Mn با منطقه‌بندی Fe و Mg دقیقاً دارای روند یکسانی نیست و نسبت به Ca به‌طور قابل توجهی ناسازگار می‌باشد. لذا استفاده از Mn می‌تواند شاخص مناسبی برای بررسی زمان باشد.

منطقه بندی Fe، Mg و Mn بیانگر تعادل با زمینه سنگ می‌باشد، درحالیکه منطقه‌بندی Ca به‌وسیله پدیده انتقال انتشاری بین زمینه و بلور در حال رشد کنترل می‌شود (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱).

اسپیر و دانیل (۲۰۰۱) دو اصطلاح را ارائه نمودند: (۱) کنترل تعادلی[6] و (۲) کنترل انتقالی[7].

(الف) کنترل تعادلی به‌معنای تعادل شیمیایی است که در حاشیه همه فازها و در همه زمان‌ها برقرار می‌شود. وجود منطقه‌بندی مانع تعادل بخش‌های داخلی‌تر بلورها می‌گردد. به این ترتیب، در سنگی که در آن تعادل حاکم است، ترکیب حاشیه همه فازها یکسان خواهد شد. باید توجه داشت که کنترل تعادلی ممکن است در مقیاس‌های گوناگون و برای عناصر مختلف اتفاق بیفتد، یعنی برخی عناصر ممکن است در اندازه یک نمونه دستی از خود تعادل نشان بدهند و برخی دیگر صرفاً در مقیاس کوچک چند

[1] Spear and Daniel
[2] Nucleation
[3] Kinetic
[4] Kretz
[5] Carlson
[6] Equilibrium control
[7] Transport control

سانتیمتر تعادل نشان بدهند. جدا از مقیاس، در کنترل تعادلی، ترکیب فاز به‌وسیله روابط فازی P-T-X سیستم بیان می‌گردد.

(ب) کنترل انتقالی به شرایطی مربوط می‌باشد که گرادیان‌های قابل توجهی از ترکیب یک عنصر در حجم مورد نظر وجود داشته باشد. لذا ترکیب فاز در حال رشد (مثلاً گارنت) تا حدودی توسط شار[1] عناصر کنترل می‌شود.

به عقیده اسپیر و دانیل (۲۰۰۱)، عناصر Fe، Mn و Mg در حالت تعادل بوده ولی Ca تا حدودی انتقال می‌یابد، زیرا:

۱) سیستماتیکِ منطقه‌بندی: به نظر می‌رسد که شباهت چگونگی منطقه‌بندی در مورد عناصر Fe، Mn و Mg توسط عوامل مشابهی کنترل می‌شود، درحالیکه شکل منطقه‌بندی متفاوت Ca بیانگر تأثیر عوامل کنترل کنندهٔ دیگری برای این عنصر می‌باشد. از آن‌جایی‌که بعید به‌نظر می‌رسد که انتقال همه عناصر محدود باشد، لذا باید به بررسی این مسئله پرداخت که آیا Fe، Mg و Mn به‌طور محدود دچار انتقال می‌شوند یا Ca؛

۲) الگوهای منطقه‌بندی: الگوی منطقه‌بندی Ca با سایر عناصر متفاوت می‌باشد؛

۳) ترکیب حاشیه گارنت: حاشیه همه بلورهای گارنت‌های مورد مطالعه، علی‌رغم خطاهای آنالیزی، دارای ترکیب مشابه می‌باشند. این مسئله نشان می‌دهد که در پایان تبلور گارنت‌ها، همه عناصر به طور محلی به تعادل رسیده‌اند.

۴) تطابق اندازه گارنت و ترکیب هسته: اسپیر و دانیل (۱۹۹۸) ارتباط بین شعاع گارنت و تمرکز Mn در مرکز را به‌عنوان شاخصی برای هسته‌زایی پیشرونده معرفی نمودند. از همین مسئله می‌توان برای تأیید فرضیه کنترل تعادلی استفاده نمود. از سویی دیگر صرفه‌نظر از اندازه گارنت، منطقه‌بندی کلسیم نیز الگویی مشابه را ارائه می‌نماید. حتی گارنت‌های کوچک نیز در هسته، تهی‌شدگی از کلسیم نشان می‌دهند و به سمت حاشیه افزایش و سپس در خود حاشیه دچار کاهش شده‌اند. اگر منطقه‌بندی Ca بیانگر رشد تعادلی باشد، بنابراین گارنت‌های کوچک باید در هسته دارای ترکیبی شبیه به حاشیه گارنت‌های بزرگ باشند، در حالیکه این چنین نیست. لذا این مسئله نشان می‌دهد که Ca به‌صورت کنترل انتقالی عمل می‌نماید.

---

[1] flux

۵) سرعت‌های نسبی انتشار: کلیه نتایج در تحقیقات اخیر نشان‌دهنده سرعت‌های نسبی انتشار به‌صورت Mn>Fe>Mg>Ca می‌باشد و انتشار عناصر Fe، Mg و Mn در سیلیکات‌ها بسیار سریع‌تر از Ca می‌باشد (چاکرابورتی و گانگولی[1]، ۱۹۹۲). فوستر (۱۹۸۱) سرعت انتقال نسبی این عناصر را برای شیست‌های سیلیمانیت‌دار اندازه‌گیری نمود و دریافت که سرعت انتقال Ca نسبت به Fe و Mg بسیار کمتر است. با وجود اینکه تاکنون انتشار مرزی دانه‌ای برای این عناصر در سنگ‌های زون گارنت‌دار بررسی نشده‌است، اما احتمالاً انتقال عناصر Fe، Mg و Mn نسبت به Ca سریع‌تر بوده و در نتیجه عناصر Fe، Mg و Mn به‌صورت کنترل تعادلی عمل می‌کنند، در حالیکه عملکرد Ca به‌صورت کنترل انتقالی می‌باشد (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱). بر اساس پیشنهاد ویلسون (۲۰۰۶) نیز، یون‌های کوچک‌تر (مثل Mg)، در مقایسه با یون‌های بزرگ‌تر (مثل Ca)، کمتر تحت تأثیر تغییر ترکیب شیمیایی قرار می‌گیرند. این روند را می‌توان به‌صورت افزایش شعاع یونی Mg<Fe<Mn<Ca نمایش داد و بر اساس آن، مقدار k، که همان پارامتر تغییر ترکیبی نرخ‌های انتشار است، افزایش می‌یابد. یعنی تغییرات Mg کمترین حساسیت را نسبت به تغییر ترکیب شیمیایی از خود نشان می‌دهد و دارای بیشترین نرخ انتشار می‌باشد.

۶) ترکیب ادخال‌های پلاژیوکلاز: اگر چه حاشیه پلاژیوکلازهای زمینه با حاشیه گارنت‌ها دارای تعادل می‌باشند، اما شباهت ترکیب ادخال‌های پلاژیوکلاز درون گارنت‌ها (که دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و ترکیب Xgrs حاشیه آنها تا هسته متفاوت می‌باشد) با پلاژیوکلازهای موجود در حاشیه نشان می‌دهد که ادخال‌های پلاژیوکلاز به‌طور موضعی با گارنت در تعادل نبوده‌اند، لذا کلسیم دارای کنترل انتقالی بوده است. این پدیده در مورد ادخال‌های پلاژیوکلاز موجود در گارنت درون تونالیت‌ها مشاهده می‌شود.

۷) اگر بررسی ادخال‌های ایلمنیت موجود در گارنت‌ها نشان دهد که تغییرات تمرکز منگنز به محل قرارگیری آنها در درون دانه گارنت بستگی دارد، این مسئله می‌تواند بیانگر وجود تعادل بین گارنت و ایلمنیت‌ها باشد. در حقیقت، تمرکز منگنز در اغلب ادخال‌های ایلمنیت موجود در گارنت‌ها با تمرکز موضعی در درون گارنت همخوانی دارد.

[1] Chakraborty and Ganguly

به عقیده ویلسون[1] (۲۰۰۶) پدیده انتشار در دماهای پایین به‌طور سیستماتیک به سرعت انتشار و ترکیب گارنت میزبان بستگی دارد. در دماهای بالاتر پدیده انتشار تمام بلور را تحت تأثیر قرار می‌دهد و موجب کاهش تمرکز Mg و افزایش مقدار Fe در مرکز بلور می‌شود. در منطقه ده‌نو نیز میزان Mg در مرکز گارنت‌ها کم و میزان Fe بیشتر است اما با سرد شدن توده تونالیتی و کاهش دما، مقدار Mg به سمت حاشیه گارنت کاهش و مقدار Fe افزایش می‌یابد. به عقیده پرفسور پرچاک[2] (مذاکرات شفاهی) نیز این روند تغییرات تنها بیانگر سرد شدن می‌باشد. در این صورت این مسئله به‌خوبی آشکار می‌کند که بلور گارنت موجود در تونالیت‌ها در درون مذاب در حال تشکیل بوده و قطعات زینوکریستی نیستند بلکه حاصل تبلور در خود مذاب می‌باشند.

مطالعات کورولیوک و لپزین[3] (۲۰۰۸) نشان می‌دهد که ضریب انتشار برای عناصر آهن، منگنز، منیزیم و کلسیم به صورت $D_{Mn}>D_{Fe}>D_{Mg}>D_{Ca}$ بوده و به تغییرات شرایط دما و فشار بستگی دارد. در واقع با افزایش فشار، ضریب انتشار این عناصر کاهش و با افزایش دما، ضریب انتشارشان افزایش می‌یابد. این ضرایب انتشار به‌صورت زیر می‌باشند:

$$\tilde{D}_{Fe} = 1.0 \cdot 10^{-3} \exp[-(61450 + 23.9 \cdot 8 \cdot P)/(RT)],$$
$$\tilde{D}_{Mn} = 2.3 \cdot 10^{-6} \exp[-(44600 + 23.9 \cdot 6 \cdot P)/(RT)],$$
$$\tilde{D}_{Mg} = 4.9 \cdot 10^{-3} \exp[-(65900 + 23.9 \cdot 9.2 \cdot P)/(RT)],$$
$$\tilde{D}_{Ca} = 4.1 \cdot 10^{-5} \exp[-(62450 + 23.9 \cdot 11.2 \cdot P)/(RT)].$$

کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸) در مقاله منتشره خود، مقادیر مربوط به فشارها و دماهای مختلف و تأثیر آنها بر روی مقادیر ضریب انتشار را به‌صورت جدولی ارائه نموده‌اند.

در مدل‌های اولیه (آترتون[4]، ۱۹۶۸؛ سیگان و لاساگا[5]، ۱۹۸۲؛ هالیستر، ۱۹۶۶) ناهمگنی فازهای جامد را مربوط به تهی‌شدگی سنگ‌ها از لحاظ برخی ترکیبات در حین رشد بلورها دانسته و پدیده انتشار را در این مدل‌ها در نظر نگرفته‌اند. آندرسون و باکلی (۱۹۷۳) نشان دادند که انتقال ماده در کانی‌های طبیعی ممکن می‌باشد، و به این ترتیب، پدیده رشد کانی‌ها بر اساس مدل‌های انتشاری قابل توجیه شد

1 wilson
2 Perchuk
3 Korolyuk and Lepezin
4 Atherton
5 Cygan and Lasaga

(آوچنکو[1]، ۱۹۸۲؛ کپژینسکاس[2] و همکاران، ۱۹۷۴؛ کورولیوک[3]، ۱۹۹۰؛ کورولیوک و همکاران، ۲۰۰۴؛ لپزین و کورولیوک، ۱۹۸۴؛ لومیز[4]، ۱۹۷۸).

بر اساس مطالعات تجربی و آزمایشگاهی کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸)، فرآیند همگن شدن یک دانه گارنت با قطر دو میلیمتر که از لحاظ توزیع عناصر ناهمگن می‌باشد، در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد، برای عنصر Mn در حدود $۱*۱۰^{۹}$ سال، برای عنصر Fe در حدود $۱/۵*۱۰^{۹}$ سال، برای Mg در حدود $۲*۱۰^{۹}$ سال و برای Ca در حدود $۳*۱۰^{۹}$ سال طول خواهد کشید. در دمای بالاتر در حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد، این فرآیند برای Mn، Fe، Mg و Ca به ترتیب در حدود $۱*۱۰^{۷}$، $۵*۱۰^{۷}$، $۱*۱۰^{۸}$ و $۱/۵*۱۰^{۸}$ سال خواهد بود. از آنجایی‌که فشار تأثیر اندکی بر روی ضریب انتشار می‌گذارد لذا می‌توان از مقدار فشار در دگرگونی‌های مجاورتی و ناحیه‌ای چشم‌پوشی نمود.

البته باید توجه داشت که ضرایب انتشار گارنت‌های طبیعی بیشتر از مقادیر به‌دست آمده در این مطالعات تجربی می‌باشد (کورولیوک و لپزین، ۲۰۰۸).

همان‌گونه که گفته شد، عناصر Fe، Mn و Mg در حالت تعادل بوده ولی Ca تا حدودی انتقال می‌یابد (اسپیر و دانیل، ۲۰۰۱)، یعنی اگر گرادیان‌های قابل توجهی از ترکیب کلسیم در حجم مورد نظر وجود داشته باشد، ترکیب فاز در حال رشد (مثلاً گارنت) تا حدودی توسط شار[5] عنصر کلسیم کنترل می‌شود.

با توجه به این‌که میزان کلسیم شیست‌ها نسبت به تونالیت‌ها کمتر می‌باشد، لذا فرو افتادن دانه گارنت از شیست‌ها به درون مذاب سرشار از کلسیم تونالیت می‌تواند موجب ایجاد یک گرادیان شیمیایی از نظر میزان کلسیم از سمت مذاب تونالیتی به سمت شیست شده و پدیده انتشار این عنصر به‌صورت کنترل انتقالی روی بدهد.

البته دما نیز به عنوان یک عامل موثر، می‌تواند موجب افزایش ضریب انتشار شود (کورولیوک و لپزین، ۲۰۰۸)، زیرا با توجه به اینکه مذاب داغ تونالیتی در بخش‌های حاشیه‌ای خود دارای بیشترین تبادل دما (با شیست‌های سردتر مجاور) می‌باشد، لذا پدیده انتشار در این بخش‌ها می‌تواند با شدت بیشتری روی بدهد. اما با توجه به اینکه سرعت سرد شدن مذاب در این بخش‌ها بیشتر از سایر قسمت‌های توده نفوذی

[1] Avchenko
[2] Kepezhinskas
[3] Korolyuk
[4] Loomis
[5] flux

است، لذا فرصت رویداد پدیده انتشار بسیار محدود می‌شود. در نتیجه گارنت‌های مورد مطالعه همچنان از لحاظ میزان این عناصر، به‌ویژه کلسیم باید ناهمگنی بالایی را نشان بدهند.

در واقع، در مطالعات تجربی کورولیوک و لپزین (۲۰۰۸)، میزان دما در مدت انتشار، هر بار ثابت در نظر گرفته شده و مقدار ضریب انتشار مربوط به آن دما محاسبه شده است. لذا می‌بایست برای هر لحظه از افت دمای توده نفوذی تونالیتی، به کاهش مقادیر ضریب انتشار عناصر توجه داشت.

بررسی تغییرات عناصر Si، Fe، Mn، Mg، Ca و Al از سمت تونالیت به طرف هورنفلس و سپس شیست، نشان می‌دهد که به غیر از عنصر Si که روند تغییرات آن ثابت می‌باشد، سایر عناصر با توجه به نوع گارنت دارای تغییراتی گردیده‌اند (شکل ۵-۳۹). این تغییرات را به‌طور خلاصه می‌توان این‌گونه بیان نمود که:

۱) آهن در هورنفلس نسبت به تونالیت افزایش و سپس در شیست‌ها اندکی کاهش یافته است؛

۲) آلومینیم در هورنفلس و شیست نسبت به تونالیت بیشتر است که می‌توان آن را به ماهیت آلومینیم‌دارتر بودن سنگ اولیه آنها مرتبط دانست؛

۳) مقدار منیزیم در تونالیت نوسان‌هایی را نشان می‌دهد اما به‌طور کلی میزان آن در گارنت درون تونالیت به سمت هورنفلس و شیست کاهش یافته است؛

۴) مقدار Ca گارنت‌ها نیز همانند Mg از سمت تونالیت به طرف هورنفلس و شیست دارای کاهش می‌باشد؛

۵) تغییرات میزان Mn، همانند Fe، از سمت تونالیت به‌سمت هورنفلس و شیست، یک روند افزایشی را نشان می‌دهد.

به منظور بررسی علت روند تغییرات عناصر مذکور در گارنت‌ها، تغییرات همین عناصر در سنگ کل میزبان آنها نیز مورد مطالعه قرار گرفت.

تغییرات عناصر از بخش‌های مرکزی توده تونالیت (TD-1) تا بخش‌های حاشیه‌ای آن (TD-4) و شیست‌ها مقایسه گردید (شکل ۵-۴۰). این بررسی‌ها حاکی از کاهش بسیار اندک عناصر آلومینیم، کلسیم و سدیم از طرف تونالیت تا شیست‌ها می‌باشد، اما به ناگهان، مقدار سیلیسیم و آلومینیم افزایش یافته ولی سایر عناصر کاهش نشان می‌دهند. همچنین سیلیسیم، آلومینیم و کلسیم دارای شدیدترین تغییرات از تونالیت تا شیست می‌باشند که این تغییرات بیانگر تمایز شدید بین تونالیت‌ها و شیست‌ها بوده و پتانسیل وجود نوعی گرادیان ژئوشیمیایی برای این عناصر را نشان می‌دهد، در حالیکه عناصر آهن و منیزیم کمترین شیب تغییرات را نشان می‌دهند.

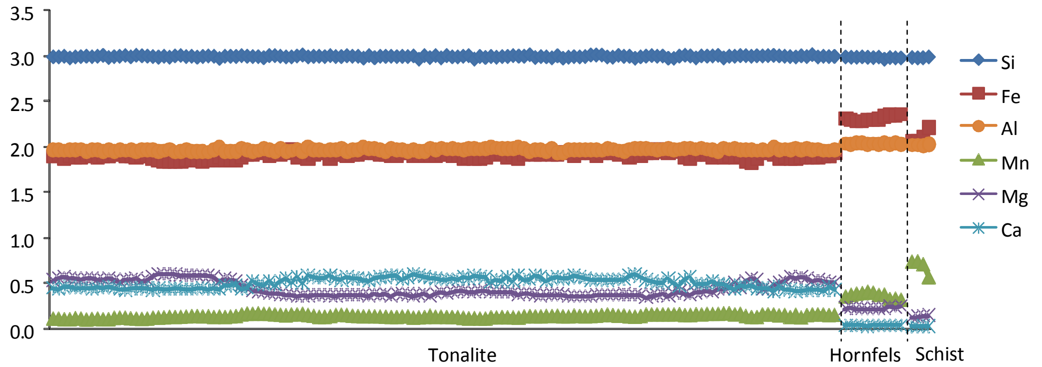
از آنجایی‌که طبق نتایج این مطالعه مشخص گردید که گارنت موجود در تونالیت‌ها فنوکریست بوده و فرآیندهای تشکیل آنها متمایز از گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌ها می‌باشد, لذا در اینجا ابتدا به بررسی تأثیر پدیده انتشار حین تزریق توده نفوذی تونالیتی به درون شیست‌ها و تشکیل یا رشد گارنت در درون هورنفلس‌ها پرداخته می‌شود و سپس به تأثیر احتمالی پدیده انتشار در بخش‌های حاشیه‌ای بلورهای گارنت موجود در تونالیت‌ها اشاره می‌گردد.

همان‌گونه که در شکل ۵-۳۹- الف، مشاهده می‌شود شیب تغییرات منگنز که از سمت شیست به‌طرف هورنفلس، بیشتر از آهن است، بیانگر شدت و سرعت نسبتاً بالاتر انتشار منگنز نسبت به آهن می‌باشد. علاوه بر داده‌های (فصل سوم، جدول ۳-۴)، شکل ۵-۳۹- الف نیز به‌خوبی می‌تواند مؤید میزان بالاتر منگنز در شیست‌ها نسبت به تونالیت‌ها باشد. زیرا ایجاد یک گرادیان شیمیایی برای منگنز و پدیده انتشار این عنصر منجر به افزایش نسبی مقدار منگنز در گارنت‌های درون هورنفلس (در مقایسه با شیست‌ها) شده است. همچنین مقادیر منیزیم و به‌ویژه کلسیم در گارنت درون هورنفلس‌ها نسبت به شیست‌ها همچنان ثابت و بدون تغییر باقی مانده است. صرفاً منیزیم تحت تأثیر نفوذ توده تونالیتی اندکی دچار افزایش شده است. این پدیده با مقدار بالاتر منیزیم موجود در تونالیت‌ها در مقایسه با شیست‌ها قابل توجیه می‌باشد (فصل سوم، جدول ۳-۴). به این ترتیب به خوبی می‌توان شاهد تأثیر پدیده انتشار در گارنت هورنفلس‌ها بود.

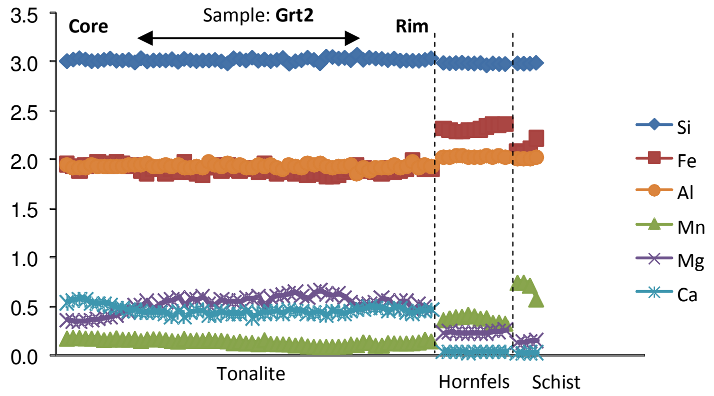
اما گارنت‌های موجود در تونالیت‌ها بسیار اندک دچار پدیده انتشار شده‌اند. همان‌گونه که در تصویر ۵-۳۹- ب مشاهده می‌شود، در مقیاس مشابه، میزان تغییرات عناصر در نمونه گارنت Grt_2، در بخش‌های حاشیه‌ای و هسته، نسبت به نمونه‌های گارنت موجود در هورنفلس و شیست تقریباً ثابت و یکنواخت به‌نظر می‌رسد. با توجه به ابعاد نسبتاً بزرگ این گارنت‌ها، ماهیت فنوکریستی و در نتیجه تقدم تشکیل آنها، نمی‌توان پدیده انتشار را به‌عنوان عاملی برای بیان تغییرات عناصر در این گارنت‌ها معرفی نمود. زیرا اگر پدیده انتشار بر روی این گارنت‌ها تأثیر گذاشته و باعث همگن شدن نسبی آنها شده باشد، بایستی با توجه به ضرایب انتشار، ترکیب آنها از لحاظ تمام عناصر دچار تعدیل می‌گردید. اما مشاهده می‌شود که عنصر آهن که دارای ضریب انتشار نسبتاً بالایی است همچنان ناهماهنگ باقی مانده و مقدار کمتر آن در گارنت شیست و تونالیت نسبت به هورنفلس غیر قابل توجیه است. اگر پدیده انتشار اثر گذاشته بود، می‌بایست میزان آهن در گارنت هورنفلس در حدواسط شیست و تونالیت قرار می‌گرفت، در حالیکه این چنین نیست. با توجه به نمودار ۵-۴۰ نیز میزان آهن تونالیت‌ها به‌ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای بسیار کمتر از شیست‌ها است. پس با توجه به ضریب انتشار بالاتر آهن در گارنت و وجود گرادیان شیمیایی آهن از سمت شیست‌ها

به‌طرف تونالیت‌ها، می‌بایست میزان این عنصر حداقل در حاشیه گارنت‌های تونالیت‌ها اندکی افزایش نشان می‌داد، در حالیکه اینچنین نیست. لذا تأثیر پدیده انتشار در گارنت درون تونالیت‌ها بسیار اندک و ناچیز بوده است.

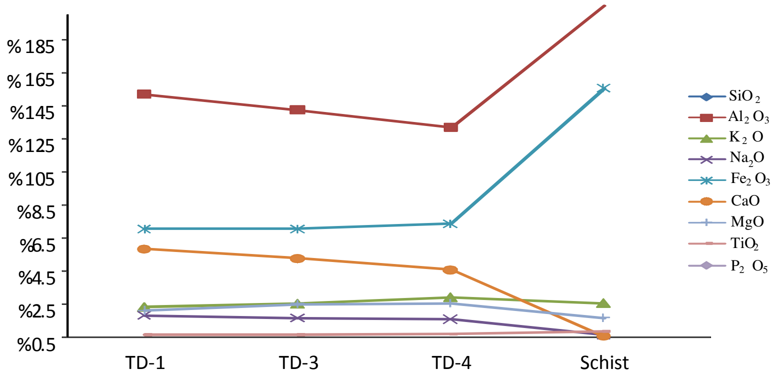
(الف)



(ب)



شکل ۵-۳۹: مقایسه روند تغییرات عناصر در (الف) گارنت موجود در تونالیت، هورنفلس و شیست؛ (ب) از هسته تا حاشیهٔ نمونه گارنت Grt_2 با گارنت موجود در هورنفلس و شیست‌ها.



شکل ۵-۴۰: نمودار مقایسه تغییرات عناصر سنگ کل از بخش‌های مرکزی توده تونالیتی (TD-1) تا بخش‌های حاشیه‌ای آن (TD-4) و شیست‌های منطقه.

همچنین در شکل ۵-۴۰، توجیه شیب زیاد تغییرات کلسیم از سمت تونالیت‌ها به‌طرف شیست‌ها، بر اساس پدیده انتشار و با توجه به سرعت پایین انتشار کلسیم و نیز شیب کم تغییرات منیزیم بر اساس سرعت بالاتر انتشار این عنصر، چندان منطقی به‌نظر نمی‌رسد، زیرا در آن صورت می‌بایست آهن به دلیل سرعت انتشار بالاتر همانند کلسیم دارای شیب تغییرات کمی باشد. در صورتی‌که سنگ‌های مورد مطالعه این چنین رفتاری را نشان نداده است (شکل ۵-۴۰).

با مقایسه نتایج حاصل از بررسی ترکیب گارنت و سنگ کل میزبان آن، مشاهده می شود که:

۱) روند تغییرات آهن و آلومینیم در گارنت و سنگ کل میزبان آن، افزایشی می‌باشد. البته شدت تغییرات آلومینیم نسبت به آهن در سنگ میزبان بیشتر می‌باشد.

۲) روند تغییرات کلسیم و منیزیم در گارنت و سنگ کل میزبان آن، کاهشی می‌باشد. البته شدت تغییرات کلسیم نسبت به منیزیم در سنگ میزبان بیشتر می‌باشد.

با توجه به سرعت انتشار کمتر Ca و نیز Mg نسبت به Mn و Fe، شیب روند تغییرات کلسیم و تا حدودی منیزیم بایستی شدیدتر از آهن و منگنز باشد. به عبارتی میزان کلسیم و پس از آن، منیزیم، کمتر از عناصر آهن و منگنز دچار تغییر می‌شود. در حالیکه همان‌گونه که در شکل ۵-۳۹ مشاهده می‌شود، میزان و شدت تغییرات آنها شبیه هم بوده و تنها دارای روند تغییرات عکس یکدیگر هستند. این پدیده نمی‌تواند تأیید کننده رخداد و یا تأثیر پدیده انتشار در گارنت درون تونالیت‌ها طی نفوذ توده تونالیتی مورد مطالعه باشد. اما نفوذ این توده توانسته است موجب انتشار در گارنت‌های شیست‌ها و هورنفلس‌ها گردیده و لذا روند انتشار به‌صورت Mn>Fe>Mg>Ca در آنها مشاهده می‌شود.

۵-۷- نتیجه گیری

به طور خلاصه از نتایج مهم این مطالعه می‌توان به این موارد اشاره نمود:

۱. گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه که در مجاورت تونالیت‌ها قرار دارند (شامل شیست‌ها و هورنفلس‌ها)، از لحاظ ترکیب شیمیایی با گارنت موجود در تونالیت‌ها کاملاً تفاوت دارند.

۲. هیچ شباهتی از لحاظ منطقه‌بندی شیمیایی بین گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌ها با بخش‌های هسته و حاشیه گارنت موجود در تونالیت‌ها دیده نمی‌شود، لذا تشکیل گارنت درون تونالیت‌ها هیچ‌گونه رابطه ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی مجاور و گارنت موجود در آنها ندارد.

۳. گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو دارای ادخال‌هایی از قبیل پلاژیوکلاز، بیوتیت و ایلمنیت هستند که ترکیب شیمیایی آنها با ترکیب همین کانی‌ها در زمینه بسیار مشابه می‌باشد و ترکیب آنها از بخش‌های مرکزی تا حاشیهٔ گارنت تغییر مشخصی نشان نمی‌دهد.

۴. ترکیب کلی گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو آلماندین می‌باشد و ماگمای اولیه آنها نمی‌توانسته از نوع S بوده باشد.

۵. طبق کلیه شواهد بدست آمده، تفکیک ساختار گارنت‌های منطقه ده‌نو به دو بخش هسته زینوکریستی و حاشیه فنوکریستی کاملاً مردود خواهد بود و با توجه به عدم حضور ادخال سیلیمانیت در درون گارنت‌های منطقه ده‌نو، عدم تفاوت رنگ ظاهری بین هسته و حاشیه گارنت‌ها و نیز عدم وجود زینولیت شیستی در درون این تونالیت‌ها، شباهت این گارنت‌ها به گارنت‌های فنوکریستی محرزتر می‌گردد.

۶. از لحاظ ژئوشیمیایی در گارنت‌های تونالیت منطقه ده‌نو با سردشدن توده تونالیتی و کاهش دما، مقدار Mg به سمت حاشیه گارنت کاهش و مقدار Fe افزایش می‌یابد. بر اساس شواهد موجود، این روند تغییرات صرفاً بیانگر سرد شدن می‌باشد. لذا بلور گارنت موجود در تونالیت‌ها در درون مذاب در حال تشکیل بوده و قطعات زینوکریستی نیستند بلکه حاصل تبلور از خود مذاب می‌باشند.

۷. گارنت‌های مربوط به تونالیت منطقه ده‌نو شباهت بسیار زیادی به گارنت‌های نوع I (فنوکریست‌های گارنت) منطقه ستوچی ژاپن و تحقیقات سایر محققین دارند.

۸. بر خلاف نظر برخی از محققین، تغییرات مقدار منیزیم و #Mg همیشه نمی‌تواند به‌عنوان معیار دقیقی برای تشخیص خاستگاه گارنت محسوب شود.

۹. بر خلاف نظر برخی از محققین، وجود منطقه‌بندی نوسانی یا عدم وجود آن در گارنت نیز همیشه متمایز کننده گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نیست.
۱۰. بر خلاف نظر برخی از محققین، در همه موارد نمی‌توان صرفاً بر اساس ترکیب حاشیه و الگوهای منطقه‌بندی شیمیایی، گارنت نوع فنوکریست و زینوکریست را از یکدیگر تشخیص داد.
۱۱. به عقیده محققین گارنت‌ها به‌صورت یک فاز حاشیه‌ای در بخش‌های جانبی توده، به‌ویژه در نواحی دارای استرین کم مشاهده می‌شوند، که به‌عنوان اشکال سابسولیدوس بوده و در حقیقت دارای منشأ ماگمایی می‌باشند.
۱۲. با توجه به تأثیر محدود پدیده انتشار در گارنت و به خصوص انتقال اندک کلسیم در داخل نمونه‌های گارنت، تغییرات عنصر کلسیم و به تبع آن میزان گروسولار در نمونه‌ها با اثر انتشار نمی‌تواند در ارتباط باشد.

فصل ششم

نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه در شمال‌شرقی ایران و در ۱۵ کیلومتری شمال‌غربی شهر مشهد واقع گردیده است. این ناحیه در محدوده زون ساختاری بینالود و در امتداد شرقی سلسله جبال البرز، در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ′۲۲ °۵۹ تا ′۲۶ °۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۲۰ °۳۶ تا ′۲۲ °۳۶ شمالی قرار دارد.

در جنوب، غرب و شمال‌غرب مشهد یک مجموعه شامل رسوبات پالئوزوئیک و سنگ‌های دگرگون شده تریاس با جهت جنوب‌شرق - شمال‌غرب به صورت یک زون تحت تأثیر وقایع تکتونیکی صعود نموده و رخنمون پیدا نموده است. دگرگونی ناحیه‌ای این سنگ‌ها در تریاس صورت پذیرفته و در ضمن دگرگونی، توده‌های گرانیتوئیدی به این نوار دگرگونی تزریق شده‌اند. در طی دگرگونی و پلوتونیسم نیروهای فشارشی مورب باعث حرکات امتدادلغز در راستای گسل‌ها گردیده است تا جائیکه در سنگ‌های دگرگونی شیستوزیته لغزشی بوجود آورده و نیز گرانیتوئیدها را میلونیتی نموده‌اند. در این زون برشی باقیمانده یک ورقه اقیانوسی فرارانده شده (قبل از پلوتونیسم) به صورت سنگ‌های اولترامافیک کم و بیش سرپانتینی شده به بازالت‌های بالشی با ترکیب تولئیتی دیده می‌شود.

اختصاصات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه از خصوصیات یک شیار قاره‌ای حکایت می‌کند که در پرمین آغاز شده، پس از تشکیل گرابن‌های متعدد، رسوبات داخل آنها در نتیجه فرونشینی و تعادل حرارتی بدون تغییر شکل و به صورت هم‌فشار، دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار پائین- دمای بالا را تحمل نموده است. پس از تشکیل پوسته اقیانوسی بین دو ورقه توران و ایران، پوسته اقیانوسی باقیمانده بر روی قاره رانده شده است. در نتیجه برخورد دو ورقه با یکدیگر، سنگ‌های زون برخورد (در محل نوار دگرگونی) متحمل دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار پائین - دمای بالا شده و به حداکثر دگرگونی تغییر شکل پیدا کرده‌اند، به صورتیکه از دگرگونی ضعیف قبلی اثری دیده نمی‌شود. این رسوبات که غالباً پلیتی و کمتر آهکی هستند، به نسبت فشار و دمای وارده به اسلیت، فیلیت، شیست‌های آندالوزیت، استارولیت و ندرتاً سیلیمانیت‌دار تبدیل شده‌اند.

بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و همچنین مطابق رده‌بندی‌های کانی‌شناسی، توده‌نفوذی ده‌نو از دو واحد تونالیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده است که مرز مشخصی بین این واحدها وجود ندارد و در کل آنها را سنگ‌های گرانیتوئیدی ده‌نو می‌نامیم.

توده نفوذی منطقه در اغلب دیاگرام‌ها ترکیبی متغیر از تونالیت تا گرانودیوریت از خود نشان می‌دهد، که این مسئله می‌تواند به دلیل آلایش تونالیت‌ها با مواد متاپلیتی پوسته زیرین باشد و البته تا حدودی هم مربوط به دگرسانی‌های بعدی است که این سنگ‌ها متحمل گردیده‌اند.

تونالیت‌های بیوتیت‌دار مزوزوئیک رخنمون یافته در غرب ده‌نو با رنگ خاکستری روشن در زون محوری چین‌های نسل‌دوم در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی کم تا نسبتاً بالا و سنگ‌های کربناته نفوذ

نموده‌اند. هورنبلند - بیوتیت تونالیت‌های ده‌نو قدیمی‌ترین سنگ‌های آذرین تزریق شده در داخل دگرگونی‌ها و فلیش‌های منطقه هستند که بعد از اولین دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک جایگیری یافته‌اند. کانی‌های موجود در تونالیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار (عمدتاً بیتونیت)، گارنت آهن و منیزیم‌دار (آلماندین - پیروپ)، بیوتیت آهن و منیزیم‌دار (آنیت)، آمفیبول کلسیک (عمدتاً فروهورنبلند) و کانی‌های ثانوی نیز شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و ایلمنیت می‌باشند. بافت این سنگ‌ها گرانولار است.

شواهد پتروگرافی، مطالعات ژئوشیمیایی و سری ماگمایی (کالک‌آلکالن)، نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی منطقه خصوصیت گرانیتوئیدهای نوع I را داشته و متعلق به جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای نوع (CAG) می‌باشند.

برای رخداد دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ توده‌های تونالیتی در درون هورنفلس منطقه، ترسیم مقادیر دما و فشار بدست آمده بر روی نمودار رخساره‌های دگرگونی بیانگر درجات دگرگونی در حد پایین‌تر نسبت به شیست‌های منطقه می‌باشد، و نشان‌دهنده اثر فرعی تزریق توده تونالیتی نسبت به دگرگونی ناحیه‌ای منطقه است که تزریق آن فقط در بخش‌های مجاور توده توانسته است تا حدودی بر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تأثیر بگذارد.

با توجه به حضور گارنت‌های درشت و کلسیم‌دار ($CaO>4wt\%$) و فقیر از Mn ($MnO<3wt\%$) در تونالیت‌های منطقه ده‌نو، و طبق پیشنهاد محققین این تغییرات نشانه منشأ گرفتن گارنت‌ها از یک ماگمای گرانیتوئیدی نوع I می‌باشد.

با توجه به نتایج فشارسنجی و دماسنجی، تونالیت در هنگام تشکیل کانی گارنت دارای فشاری در حدود ۶/۴ کیلوبار و دمای حداقل ۶۸۰ درجه سانتیگراد بوده است که این مقادیر به خوبی با شرایط مذاب تطابق داشته و در محدوده بالاتری نسبت به منحنی سولیدوس گرانیت‌ها قرار گرفته است.

نتایج دماسنجی هورنفلس‌ها نیز حاکی از رویداد یک دگرگونی مجاورتی در حد بخش‌های بالای رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس تا هورنبلند هورنفلس می‌باشد. این دما با شرایط ترمودینامیکی پایداری مجموعه کانی‌های سنگ تطابق دارد.

همچنین فشارسنجی شیست‌های مجاور با کمک روش فشارسنجی GBMAQ، و دماسنج‌های گارنت - مسکوویت و گارنت - بیوتیت و نیز دماسنج تیتان موجود در بیوتیت، بیانگر فشار و دمایی در حدود ۳ تا ۴/۵ کیلوبار و دمایی در حدود ۴۶۰ تا ۶۴۰ درجه سانتیگراد می‌باشند که با بخش‌های درجه پایین رخساره دگرگونی ناحیه‌ای شیست سبز تا آمفیبولیت تطابق نشان می‌دهد.

به‌طور خلاصه از نتایج مهم این مطالعه می‌توان به این موارد اشاره نمود:

۱. گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه که در مجاورت تونالیت‌ها قرار دارند (شامل شیست‌ها و هورنفلس‌ها)، از لحاظ ترکیب شیمیایی با گارنت موجود در تونالیت‌ها کاملاً تفاوت دارند.
۲. هیچ شباهتی از لحاظ منطقه‌بندی شیمیایی بین گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌ها با بخش‌های هسته و حاشیه گارنت موجود در تونالیت‌ها دیده نمی‌شود، لذا تشکیل گارنت درون تونالیت‌ها هیچ‌گونه رابطه ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی مجاور و گارنت موجود در آنها ندارد.
۳. گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو دارای ادخال‌هایی از قبیل پلاژیوکلاز، بیوتیت و ایلمنیت هستند که ترکیب شیمیایی آنها با ترکیب همین کانی‌ها در زمینه بسیار مشابه می‌باشد و ترکیب آنها از بخش‌های مرکزی تا حاشیۀ گارنت تغییر مشخصی نشان نمی‌دهد.
۴. ترکیب کلی گارنت‌های موجود در تونالیت‌های ده‌نو آلماندین می‌باشد و ماگمای اولیه آنها نمی‌توانسته از نوع S بوده باشد.
۵. طبق کلیه شواهد بدست آمده، تفکیک ساختار گارنت‌های منطقه ده‌نو به دو بخش هسته زینوکریستی و حاشیه فنوکریستی کاملاً مردود خواهد بود و با توجه به عدم حضور ادخال سیلیمانیت در درون گارنت‌های منطقه ده‌نو، عدم تفاوت رنگ ظاهری بین هسته و حاشیه گارنت‌ها و نیز عدم وجود زینولیت شیستی در درون این تونالیت‌ها، شباهت این گارنت‌ها به گارنت‌های فنوکریستی محرزتر می‌گردد.
۶. از لحاظ ژئوشیمیایی در گارنت‌های تونالیت منطقه ده‌نو، میزان Mg در مرکز گارنت‌ها کم و میزان Fe بیشتر است و با سردشدن توده تونالیتی و کاهش دما، مقدار Mg به سمت حاشیه گارنت کاهش و مقدار Fe افزایش می‌یابد. بر اساس شواهد موجود، این روند تغییرات صرفاً بیانگر سرد شدن می‌باشد. لذا بلور گارنت موجود در تونالیت‌ها در درون مذاب در حال تشکیل بوده و قطعات زینوکریستی نیستند بلکه حاصل تبلور از خود مذاب می‌باشند.
۷. گارنت‌های مربوط به تونالیت منطقه ده‌نو شباهت بسیار زیادی به گارنت‌های نوع I (فنوکریست‌های گارنت) منطقه ستوچی ژاپن و تحقیقات سایر محققین دارند.
۸. بر خلاف نظر برخی از محققین، تغییرات مقدار منیزیم و Mg# همیشه نمی‌تواند به‌عنوان معیار دقیقی برای تشخیص خاستگاه گارنت محسوب شود.
۹. بر خلاف نظر برخی از محققین، وجود منطقه‌بندی نوسانی یا عدم وجود آن در گارنت نیز همیشه متمایز کننده گارنت‌های فنوکریست و زینوکریست نیست.

۱۰. بر خلاف نظر برخی از محققین، در همه موارد نمی‌توان صرفاً بر اساس ترکیب حاشیه و الگوهای منطقه‌بندی شیمیایی، گارنت نوع فنوکریست و زینوکریست را از یکدیگر تشخیص داد.

۱۱. به عقیده محققین گارنت‌ها به‌صورت یک فاز حاشیه‌ای در بخش‌های جانبی توده، به‌ویژه در نواحی دارای استرین کم مشاهده می‌شوند، که به‌عنوان اشکال سابسولیدوس بوده و در حقیقت دارای منشأ ماگمایی می‌باشند.

۱۲. با توجه به تأثیر محدود پدیده انتشار در گارنت و به خصوص انتقال اندک کلسیم در داخل نمونه‌های گارنت، تغییرات عنصر کلسیم و به تبع آن میزان گروسولار در نمونه‌ها با اثر انتشار نمی‌تواند در ارتباط باشد.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

پورلطیفی، الف.، ۱۳۸۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه طرقبه، سازمان زمین‌شناسی کشور.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا، ۹۰۱ صفحه.

شیردشت‌زاده، ن.، ترابی، ق.، صمدی، ر.، ۱۳۸۷، کاربرد شیمی گارنت در بررسی منشأ و شرایط ترمودینامیکی گرانیت. دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، ۱۳۸۷، مطالعه شیمی مگاکریست‌های گارنت در توده اسکارنی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). شانزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.

صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، کاواباتا، ه.، ۱۳۸۷، ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). مینرال شیمی و پتروگرافی تونالیت‌های ده‌نو (شمال غرب مشهد). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، کاواباتا، ه.، ۱۳۸۷، ترموبارومتری گارنت- بیوتیت و آمفیبول توده تونالیتی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، زعیم‌نیا، ف.، ۱۳۸۸، مطالعه تورمالین‌های موجود در هورنفلس منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). هفدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.

صمدی، ر.، ولی‌زاده، و.، میرنژاد، ح.، صحرارو، ن.، ۱۳۸۸، دماسنجی گارنت- بیوتیت و گارنت- مسکوویت مجموعه دگرگونی ده‌نو (شمال‌غرب مشهد). هفدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.

طاهری، ج.، قائمی، ف.، ۱۳۷۳، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مشهد، سازمان زمین‌شناسی کشور.

کریمی مقدم. ا.، ۱۳۷۶، پترولوژی سنگ‌های بازیک و الترابازیک جنوب ، غرب تا شمال‌غرب مشهد ، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی شاخه پترولوژی ، دانشگاه تربیت معلم.

معین‌وزیری، ح.، مظاهری، ا.، هاتفی، ر.، بهاری‌فر، ع.، ۱۳۸۴، دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه ده‌نو (مشهد- خراسان). نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

مؤذن، م.، ۱۳۷۱، سنگ‌شناسی مجموعه دگرگونی کوه تنبور با نگرش ویژه به لایه‌های غنی از گارنت، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۶۲ صفحه.

میرنژاد، ح.، ۱۳۷۰، پترولوژی گرانیت‌ها و پگماتیت‌های جنوب مشهد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، ۲۵۰ صفحه.

ولی‌زاده، م.، کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۷۴، منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد. مجله علوم دانشگاه تهران. ۲۱: ۷۱-۸۲.

هاتفی، ر.، ۱۳۸۲، مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و توده‌های نفوذی منطقه ده‌نو (شمال‌غرب مشهد)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۱۲ صفحه.

Al'meev R. R., Ariskin A. A., Ozerov A. Yu., Kononkova N. N. (2002). Problems of the Stoichiometry and Thermobarometry of Magmatic Amphiboles: An Example of Hornblende from the Andesites of Bezymyannyi Volcano, Eastern Kamchatka. Geochemistry International. **40(8)**: 723-738.

Alavi M. (1979). The virani ophiolite complex and surrounding rocks. Geol. Rundsch. **68(1)**: 334-341.

Alavi M. (1991). Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulltin**. 103:** 983-992.

Alavi M. (1992). Thrust tectonics of the Binaloud region, NE Iran Tectonics. **11(2):** 360-370.

Alavi M., Majidi. B. (1972). Petrology and geology of metamorphic and intrusive rocks of the Mashhad area. Geological Survey of Iran. 30 pp.

Albee A. L. (1972). Metamorphism of pelitic rocks: reaction rela-tions of chloritoid and staurolite. Bulltin of Geological Society of America. **83**: 3249-3268.

Alberti A., Moazez-Lesco Z. (1974). Plutonic and metamorphic rocks of the Mashhad area (Khorasan, North-Eastern Iran). Bull. Soc. Geol. **93:** 1157-1196.

Alberti A., Nicoletti M., Petrucciani C. (1973). K/Ar ages of micas of Mashhad granites (Khorasan, North-Eastern Iran). Period. Miner. **42**: 483-493.

Allan B. D, Clarke D. B. (1981). Occurrence and origin of garnets in the south mountain batholith, Nova Scotia. Canadian Mineralogist. **19:** 19-24.

Anderson D., Buckley G. (1973). Zoning in garnets - diffusion models. Contributions to Mineralogy and Petrology. **40**: 87-104.

Anderson J. L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholith. Trans R Soc Edinb Earth Sci. **87:** 125-138.

Anderson J. L. (1997). Status of thermobarometry in granitic batholiths. Trans. Roy. Soc. Edinb., Earth Sciences. **87**: 125-138.

Anderson J. L., Smith D. R. (1995). The effect of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist. **80**: 549-559.

Anderson T. B. (1984). Inclusion patterns in zoned garnets from Mageroy, North Norway. Mineralogical Magazine. **48**: 21-26.

Asami M., Asami S. (1982) Granulite xenoliths in andesites from Amagiri-yama, Kagawa prefecture. Journal of Geological Society of Japan. **21**: 151-161 (in Japanese with English abstract).

Ashworth J. R. (1975). Sillimanite zones of the Huntly - Portsoy area in the northeast Dalradian, Scotland. Geological Magazine. **112**: 113-136.

Atherton M. P., Edmunds W. M. (1966). An electron Microprobe Study of some zoned garnets from metamorphic rocks. Earth and Planetary Science Letters. 185-193.

Bandres A., Eguıluz L., Pin C., Paquette J. L., Ordonez B., Le Fevre B. (2004). The northern Ossa-Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. International Journal of Earth Sciences. **93**: 860-885.

Banno S. (1965). Notes on rock-forming minerals: zonal structure of pyralspite garnet in Sanbagawa Schists in the Bessi area, Sikoku**.** Journal of Geolpgical Society of Japan. **71:** 185-188.

Barker A. J. (1998). Introduction to metamorphic textures and microstructures, Stanley Thrones Ltd., Cheltenham. 161 pp.

Batchelor R. A., Bowden P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geologoy. **48:** 43-55.

Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M. (1992). Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constriants from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology. **111:** 87-93.

Blackburn W. H. (1969). Zoned and unzoned garnets from the Greenville Gneisses around Gananoque Ontario, Canadian Mineralogist. **9**: 691- 698.

Blundy J. D., Holland T. J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer: Contributions to Mineralogy and Petrology. **104:** 208-224.

Bonnard E. G. (1944). Contribution a la connaissance geologique du Nord-East de l Iran (Environs de Meched). Eclogage geol. Helv. **37**: 331-354.

Boulin J. (1988). Hercynian and Eocimerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophys. **148:** 253-278.

Carlson W. D. (1989). The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallization. Contributions to Mineralogy and Petrology. **103**: 1-24.

Carlson W. D. (1991). Competitive diffusion-controlled growth of porphyroblasts. Mineralogical Magazine. **55**: 317-330.

Carlson W. D. (2006). Rates of Fe, Mg, Mn, and Ca diffusion in garnet. American Mineralogist. **91:** 1-11.

Carlson W., Schwareze E. (1997). Petrological significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Liano Uplift. Journal of Metamorphic Geology.**15:** 631-639.

Cawthorn R. G., Brown P. A. (1976). A model for the formation and crystallization of corundum-normative calcalkaline magmas through amphibole fractionation. Journal of Geology. **84**: 467-476.

Chakraborty S., Ganguly J. (1992). Cation diffusion in aluminosilicate garnets: Experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation

of effective binary diffusion coeffi cients, and applications. Contributions to Mineralogy and Petrology. **111**: 74-86.

Chinner G. A. (1962). Alnandine ia tlermal aureoles. Journal of Petrology. **3**: 316-34.

Chun-Ming W., Ben-He C. (2006). Valid garnet–biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. Lithos. **89**: 1-23.

Chun-Ming W., Guochun C. Z. (2006). Recalibration of the Garnet-Muscovite (GM) Geothermometer and the Garnet-Muscovite-Plagioclase-Quartz (GMPQ) Geobarometer for Metapelitic Assemblages. Journal of Petrology. 1-12.

Chun-Ming W., Guochun C. Z. (2007). The metapelitic garnet-biotite-muscovite aluminosilicate-quartz (GBMAQ) geobarometer. Lithos. **97:** 365-372.

Clarck D. B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites: a review. Can Mineral. **19**: 3-17.

Clechenko C. C., Valley J. W. (2003). Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York, a record of shallow hydrothermal processes preserved in a granulite facies terrane. Journal of metamorphic Geology. **21**: 771-784.

Clemens J. D., Wall V. J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. The Canadian Mineralogist. **19**: 111-131.

Clemens J. D., Wall V. J. (1988). Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. Lithos. **21**: 53-66.

Coast, Antarctic Peninsula. American Mineralogist. **64**: 268-273.

Conrad W. K., Nicholls L. A., Wall V. J. (1988). Water-saturated and unsaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand and other occurrence. Journal of Petrology. **29:** 765-803.

Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J. (1979). The interpretation of igneouse rocks. George, Allen and vnwin, London.

Dahlquist J. A., Galindo C., Pankhurst R. J., Rapela C. W., Alasino P. H., Saavedra J., Fanning C. M. (2006). Magmatic evolution of the Penon Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. lithos.2006.07.010.

Daniel, C. G. & Spear, F. S., (1998). 3-Dimensional patterns of garnet nucleation and growth. Geology. **26**: 503-506.

Daniel, C. G. & Spear, F. S., (1999). The clustered nucleation and growth processes of garnet in regional metamorphic rocks from north-west Connecticut, USA. Journal of Metamorphic Geology. **17**: 503-520.

Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M. (1991). A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites.

Contributions to Mineralogy and Petrology. **109**:130-137.

Davodzadeh M., Aghanabati A., Shahrabi B. (1975). An orogenic phase of Mid-Jurassic age in Northeast Iran. (Binalud Montain Ranges). Geological Survey of Iran. 150 pp.

Day R. A., Green T. H., Smith I. E. M. (1992). The Origin and Significence of garnet phenocrysts and garnet-bearing xenoliths in Miocene calc-alkaline volcanics from Northland, New Zealand. Journal of Petrology. **33**: 125-161.

de Bethune P., Laduron D., Bocquet J. (1975). Diffusion process in resorbed garnets. Contributions to Mineralogy and Petrology. **50**: 1975-2004.

De La Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagram and major element analysis its relationships and current nomenclature. Chemical Geology. **29**: 183-210.

Deer W. A., Howie R. A, Zussman J. (1992). An Introduction to the Rock forming Minerals, Second Editions, Longman, London, 696 pp.

Dehghani G. A., Markis J. (1983). The gravity field and crustal structure of Iran. In Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran. **51**: 51-68.

Droop G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine. **51**: 431-435.

du Bray E. A. (1988). Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis, Southern Arabian Shield. Contributions to Mineralogy and Petrology. 205-212.

Dymek, R. F. (1983). Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Green land. American Mineralogist. **68**: 880-899.

Edwards A. B. (1936). On the occurrence of almandine garnets in some Devonian igneous rocks of Victoria. Proe. Roy. Soc. Victoria. **49**: 40-50.

Eftekharnezhad J., Behroozi A. (1989). Geodynamic and significance of recent discoveries of ophiolite and Late Paleozoic rocks in Ne Iran (including Kopet Dogh): Geological Survey of Iran, internal report. **21**.

Eftekharnezhad J., Behroozi A. (1991). Geodynamic significance of recent discover of ophiolites and late paleozoic rocks in NE. Iran (including Kopet Dagh). Abh. Geol. B-A. **38**: 89-100.

Einaudi M. T., Meinert L. D., Newberry R. J. (1981). Skarn deposits. Economic Geology. **75**th Annual. 317-391.

Ellis D. J. (1986). Garnet-liquid Fe^{2+}-Mg equilibria and implications for the beginning of melting in the crust and subduction zones. American Journal of Science. **286**: 765-791.

Ellis D. J., Thompson A. B. (1986). Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-

excess $CaO+MgO+Al_2O_3+SiO_2+H_2O$ system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. Journal of Petrology. **27**: 91-121.

Engel A. E. J., Engel C. G. (1960). Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part 2. Mineralogy. Bulletin of the Geological Society of America. **71**: 1-58.

Ernst W. G., Liu J. (1998). Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic Amphibole in MORB - A semi quantitative thermobarometer, American mineralogist. **83**: 952-969.

Escuder Viruete J., Indares A., Arenas R. (2000). P-T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting: an example from the Tormes Gneiss dome (Iberian Massif, Spain). Science Reports, Department of Earth and Planetary Sciences. **10**: 1489-1515.

Essene E. J. (1989). The current status of thermobarometry in metamorphic rocks, Daly, J. S., Cliff, R. A., and Yardley, B. W. D., eds., Evolution of metamorphic belts: Geological Society of Spain. **43**: 1-44.

Ferry J. M., Spear F. S. (1978). Experimantal calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology. **66**: 113-117.

Fitton J. G. (1972). The Genetic Significance of Almandine-Pyrope Phenocrysts in the Calc-Alkaline Borrowdale Volcanic Group, Northern England. Contributions to Mineralogy and Petrology**.** **36**: 231-248.

Ganguly J., Cheng W., Chakraborty S. (1998). Cation diffusion in aluminosilicategarnets: experimental determination in pyrope-almandine diffusion couples. Contributions to Mineralogy and Petrology. **131**: 171-180.

Ganguly J., Cheng W., Tirone M. (1996). Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. Contributions to Mineralogical and Petrology. **126**: 137-151.

Geiger C. A. (2008). Silicate garnet: A micro to macroscopic (re)view. American Mineralogist. **93**: 360-372.

Ghanbari E. (1999). Encyclopedia of the Geological Sciences. Forozesh. 516 pp.

Ghazi M., Hassanipak A. A., Tucker P. J., Mobasher K. (2001). Geochemistry and ^{40}Ar-^{39}Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran. Abstracts as: Eos. Trans. AGU. **82(47)**.

Gilbert J. S., Rogers N. W. (1989). The significance of garnet in the Permo-carboniferous volcanic rocks of the Pyrenees. Journal of Geological Society of London. **146**: 477-490.

Gilbert M. C., Helz R. T., Popp R. K., and Spear F. S. (1982). Experimental studies of amphibole stability. In D.R. Veblen and P.H. Ribbe, Eds., Amphiboles: petrology

and experimental phase relations, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. **9B**: 229-353.

Graham C.M., Powell R. (1984). A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California Journal of Metamorphic Geology. **3**: 13-21.

Grant J. A., Weiblen P. W. (1971). Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd: American Journal of Science. **270**: 281-296.

Green T. H. (1977). Garnet in Silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. Contributions to Mineralogy and Petrology. **65**: 59-67.

Green T. H. (1992). Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. Trans R Soc Edinb Earth Sci. **83**: 429-438.

Green T. H., Ringwood A. E. (1968). Origin of Garnet Phenocrysts in Calc-Alkaline Rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology. **18**: 163-174.

Green, T. H. (1972). Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology. **34**: 150-166

Green, T.H., Hellman, P.L. (1982). Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. Lithos. **15**: 253-266.

Griesbach C. L. (1886). Afghan and Persian field notes. Rec. Geol. Survey India. **19**: 48-65.

Griesbach C. L. (1887). Field notes, No.5: To accompany a geological sketch map of Afghanistan and North-Eastern Khorasan. Rec. Geol. Survey India. **20**: 93-103.

Hall A. (1965). The origin of garnet in the Donegal granites. Mineralogical Magazine. **35**: 628-633.

Hamer R. D., Moyes A. B. (1982). Composition and origin of garnet from the Antarctic Peninsula Volcanic Group of Trinity Peninsula. Journal of the Geological Society. **139**: 713-720.

Hammarstrom J. M., Zen E-an. (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer: American Mineralogist. **71**: 1297-1313.

Harangi S. Z., Downes H., Ko´sa L., Szabo´ C. S., Thirlwall M. F., Mason P. R. D. (2001). Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. Journal of Petrology. **42**: 1813-1843.

Harangi S. Z., Downes H., Kosa L., Szabo C.S., Thirlwall M. F., Mason P. R. D., Mattey D. (2002). Almandine Garnet in Calc-Alkaline Volcanic Rocks of the Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications: Journal of Petrology. **10**: 1813-1843.

Harrison T. N. (1988). Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland. Mineral. Mag. **52**: 659-667.

Hawthorne F. C. (1981). Crystal chemistry of the amphiboles. In D.R Veblen, Ed., Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy: Review in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D. C. **9A**: 1-102.

Hawthorne F. C. (2002). The use of end-member charge-arrangements in defining new mineral species and heterovalent substitutions in complex minerals. Canadian Mineralogist. **40**: 699-710.

Hawthorne F.C. (1983). The crystal chemistry of amphiboles: Canadian Mineralogy. **21(2)**: 173-480.

Hennry D. J., GUIDOTTI C. V., THOMSON J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist. **90**: 316-328.

Henry D. J., Guidotti C. V. (2002). Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. American Mineralogist. **87**: 375-382.

Hensen D. J., Green D. H. (1973). Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. Contributions to Mineralogy and Petrology. **38**: 151-166.

Hodges K. V., Spear F. S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire: American Mineralogist. **67**(11/12): 1118-1134.

Holdaway M. J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist. **85**: 881-892.

Holdaway M. J. (2001). Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist. **86**: 1117-1129.

Holdaway M. J. (2004). Optimization of some key geothermobarometers for pelitic metamorphic rocks. Mineralogical Magazine. **68(1)**: 1-14.

Holdaway M. J., Mukhopadhyay B. (1993). Are-evaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the alumino silicates. American Mineralogist. **78**: 298-315.

Holland T. J. B. (1979). Reversed hydrothermal determination of jadeite-diopside activities: EOS (Trans. Am. Geophys. Un.). **60(18)**: 405.

Holland T., Blundy J. (1994). Nonideal interactions in clacic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology. **116**: 433-447.

Hollister L. S. (1966). Garnet zoning, An interpretation based on the Rayleigh fractionation

model, Science. **154:** 1647-1651.

Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist. **72**: 231-239.

Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H., Sisson V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist. **72**: 231-239.

Holzer H., Momenzadeh M. (1969). Report on reconnaissance of granite magmas in the Mashhad area. Unpulished report. Geological Survey of Iran.

Homam S. M. (2006). The Occurrence and origin of atoll garnet in hornblende schists From the contact aureole of the Mashhad granite, NE Iran. Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A. **30(A1).**

Hoschek G. (1967). Untersuchungen zum Stabilitatsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contributions to Mineralogy and Petrology. **14**: 123-162.

Houtum-Schnider A. (1884). The turquoise mine of Nishabour. Rec. Geol. Sur. India. **17:** 132-142.

Houtum-Schnider A. (1886). Die gegend zwischen Sabzwar and Mesched in Persien. J. Geol. Bundeasanst. **36:** 303-314.

Hwang S. L., Yui T. F., Shen P. (2001). Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphice complex, Taiwan, a key to unraveling other wise unrecognized metamorphic events, J. of Meta. Geology. **19**: 599-605.

Hyndman D. W. (1985). Petrology of Igneous and metamorphic rocks (second edition). Mc Graw Hill. New York. 786 pp.

Hynes A., Forest R. C. (1988). Empirical garnet– muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). Journal of Metamorphic Geology. **6**: 297- 309.

Iranmanesh J., Sethna S.F. (1998). Petrography and geochemistry of the Mesozoic granite at Mashhad, Khorasan Province, northeastern part of Iran. Journal of the Geological Society of India. **52(1)**: 87-94.

Irvine T. N., Baragar W. R. I. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences. **8:** 523-548.

Ishihara S., (1977). The magnetite-series and ilmenite-series Mineralogical Geology. **27**: 293-305.

Ito J., Frondel C. (1967). New synthetic hydrogarnets. American Mineralogist. **52**: 1105-1109.

Johnson M. C., Rutherford M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology. **17(9):** 837-841.

Kaneko Y., Miyano T. (2004). Recalibration of mutually consistent garnet–biotite and garnet–cordierite geothermometers. Lithos. **73:** 255- 269.

Kanen R. (2001). Distinguishing Between S- and I-Type Granites. Published by MinServ (Mineral Services)5 Cassia Crt, Wantirna Melbourne, Vic. **3152**, Australia.

Kano H. (1983). On the origin of garnets in the Setouchi andesites. Scienti®c and Technical Report of Mining College, Akita University. **4**: 41-46 (in Japanese).

Kano H., Yashima R. (1976). Almandine-garnets of acid magmatic origin from Yamanogawa, Fukushima prefecture and Kamitazawa, Yamagata prefecture. Journal of Japanese Association of Petrologists and Economic Geologists. **71**: 106-119 (in Japanese with English abstract).

Karimpour M. H., Farmer L., Ashouri C., Saadat S. (2006). Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran: Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran. **17(2):** 127-145.

Kawabata H., Takafuji N. (2005). Origin of garnet crystals in calcalkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. Mineralogical Magazine. **69:** 951-971.

Kerrick D. M., Darken L. S. (1975). Statistical thermodynamic models for ideal oxide and silicate solid solutions, with application to plagioclase: Geochim. Cosmoch. Acta. **39(10):** 1431-1442.

Komatsu M. (1996). The process of formation of extremely high temperature zones in the deep crust beneath the Miocene Setouchi volcanic province. Report of the grant-in-aid for scientific research (A) in 1993-1995, (project No. 05402021, Japan Society for the Promotion of Science), unpublished, 158 pp. (In Japanese).

Kuno H. (1968). Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H. H. & Poldervaart, A. A. (eds) Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. **2**. New York: Interscience. 623-688.

Kontak D. J., Corey M. (1988). Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the south Mountain batholiths, Nova Scotia. Canadian Mineralogist. **26**: 318-334.

Korolyuk V. N., Lepezin G. G. (2008). Analysis of experimental data on the diffusion coefficients of Fe, Mn, Mg, and Ca in garnets. Russian Geology and Geophysics. **49:** 557-569.

Kretz R. (1959). Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. Journal of Geology. **67**: 371-403.

Kretz R. (1973). Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. Canadian Mineralogist. **12**: 1-20.

Kretz R. (1974). Some models for the rate of crystallization of garnet in metamorphic rocks. Lithos. **7:** 123-131.

Kretz R. (1983). Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist. **68(1/2)**: 277-

279.

Kretz R. (1993). A garnet population in Yellowknife schist, Canada. Journal of Metamorphic Geology. **11**: 101-120.

Kretz R. (1994). Metamorphic crystalization. John Wiley & Sons Ltd. 507 pp.

Krogh Ravna E. (2000). Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. Lithos. **53**: 265-277.

Kwak T. A. P. (1968). Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. Geochimica et Cosmochimica Acta. **32**: 1222-1229.

Lammerer B., Langheinrch G., Danai M. (1983). The tectonic evolution of Binaloud mountains. Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Report no. **51**, Geological Survey of Iran. 519 pp.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudeck A., Keller J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R., Zanettin B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Leake B. E., A. R. Woolley, C. E. S. Arps, W. D. Birch, M. C. Gilbert, J. D. Grice, F. C. Hawthorne, A. Kato, H. J. Kisch, V. G. Krivovichev, K. Linthout, J. Laird, J. Mandarino, W. V. Maresch, E. H. Nickel, N. M. S. Rock, J. C. Schumacher, D. C. Smith, N. C. N. Stephenson, and E. J. W. Ungaretti. (1997). Nomenclature of amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. European Journal of Mineralogy. **9**: 623-651.

Lee C. T. A., Cheng X., Horodyskyj U. (2006). The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada California. Contributions to Mineralogy and Petrology. **151**: 222-242.

Locock A. J. (2008). An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. Computers & Geosciences. V. **34**, Issue. **12**. 1769-1780.

Lyons J. B., Norwick S., Lambine, J. (1973). Mantled garnet in plutonic rocks Geological Society of America Abstracts with Programs. **5**: 190.

Majidi B. (1978). Etude Petrostructurale de la ergion de Mashhad(Iran). These docteur. Ingeniever, Univ. Sci. ct. Med. de Grenoble, France. 277 pp.

Majidi B. (1981). The geo chemistry of ultrabasic and basic lava flow occurrences in northeast Iran, In Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran Report. **51**: 463-477.

Majidi B. (1981). The ultrabasic lava flow of Mashhad, NE-Iran. Geological Magazine. **118**: 49-58.

Majidi B. (1983). The geochmistry of ultrabasic and basic lava flow occurrence in Northeast Iran. Geodynamic project (Geotravers) in Iran. Geological Survey of Iran. **51**: 463-477.

Mandarino J. A., Back M. E. (2004). Fleischer’s Glossary of Mineral Species 2004. The Mineralogical Record Inc., Tucson, AZ. 310 pp.

Maniar P. D., Piccoli P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulltin. **101**: 635-643.

Manning D. A. C. (1983). Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand.Mineralogical Magazine. **47**: 353-358.

Meinert L. D. (1992). Skarn and skarn deposit. Geosci. Canada. **19**: 145-172.

Middlemost E. A. K. (1985). Magmas and magmatic rocks. Longman. 266 pp.

Middlemost E. A. K. (1991). Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. Earth Science Reveiws. **31**: 73-87.

Miller C. F., Stoddard E. F. (1978). Origin of garnet in granitic rocks: an example of the role of Mn from the Old Woman-Piute range, California. Geological Sociey of Canada. Mineralogical Association of Canada Abstracts Programs. **3**: 456 pp.

Miller C. F., Stoddard E. F. (1981). The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Plute Range, California. Journal of Geology. **89**: 233-246.

Mirnejad H., Blourian G. H., Kheirkhah M., Akrami M. A., Tutti F. (2008). Garnet-bearing rhyolite from Deh-Salm area, Lut block, Eastern Iran: anatexis of deep crustal rocks. Mineralogy and Petrology.

Miyashiro A. (1953). Calcium-poor garnet in relation to metamorphism, Geochimica of Cosmochimica Acta. **4**: 179-208.

Miyashiro A. (1955). Pyralspite garnets in volcanic rocks. Journal of Geological Society of Japan. **61**: 463-470.

Miyashiro A., Shido F. (1975). Tholeiitic and calc alkali series in relation to the behaviors of Ti-V-Cr-Ni. American Journal of Science 275, 265-277. In (Manav, H., Gutekin, A. H., Uz, B., 2004- Geochemical evidence for the tectonic setting of the Harmancik ophiolites, NW Turkey. Journal of Asian Earth Sciences. **24**: 1-9.

Mozez-Lesco Z., Plimer I. R. (1978). Intrusive and Polymeta morphic Rocks of the Darakht-Bid Area, near Mashhad, Iran. Band. **68(1)**: 318-383.

Munksgaard N. C. (1984). High $\delta^{18}O$ and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrones in cordierite-bearing Neogene volcanic from SE Spain. Contributions to Mineralogy and Petrology. **87**: 351-358.

Naggar M. H., Atherton M.P. (1970). The Composition and Metamorphic History of some Aluminium Silicate-bearing Rocks from the Aureoles of the Donegal Granites. Journal of Petrology. **11**: 549-589.

Nitoi E., Munteanu M., Marincea S., Paraschivoiu V. (2002). Magmaenclave interactions in the East Carpathian subvolcanic zone, Romania: petrogenetic implications. Journal of Volcanology and Geothermal Researches. **118**: 229-259.

Oliver R. L. (1956). The origin of garnets in the Borrowdale Volcanic series and associated rocks, English Lake District. Geol. Mag. **93**: 121-139.

Owen J. V., Maar R. A. (1990). Contrasting garnet parageneses in a composite Grenvillian granitoid pluton, Newfoundland. Mineralogical Magazine. **54:** 367-380.

Passchier C. W., Trouw R. A. J. (1996). Microtectonics. Springer-Verlag, New York. 289 pp.

Patinao Douce, A. E., Johnston A. D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous grani-toids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology. **107**: 202-218.

Patiño Douce A. E. (1993). Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences form biotite stability. Chemical Geology. **108**: 133-162.

Perchuk A. L., Burchard M., Schertl H. P., Maresch W. V., Gerya T. V., Bernhardt H. J., Vidal O. (2008). Diffusion of divalent cations in garnet: multi-couple experiments. Contributions to Mineralogy and Petrology.

Perchuk L. L., Aranovich L. Ya., Podlesskii K. K., Lavrent'eva I. V., Gerasimov V. Y., Fed'kin V. V., Kitsul V. I., Karsakov L. P., Berdnikov N. V. (1985). Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. Journal of Metamorphic Geology. **3**:265-310.

Perchuk L. L., Lavrent'eva (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. 199-239 in: Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions (S. K. Saxena, editor). Advances in Physical Geochemistry. **3**, Springer, New York.

Perchuk L. L., Lavrenteva (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions (S. K. Saxena, editor). Advances in Physical Geochemistry. Springer, New York. **3:** 199-239.

Plank T. (1987). Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire. American Mineralogist. **72**: 681-688.

Plimer I. R., Mozez-Lesco Z. (1980). Garnet Xenocrysts in the Mashhad Granite, NE Iran. Geologische Rundschau, Bd. **69(3):** 801-810.

Plimer I. R., Mozez-Lesco Z. (1981). Polymetamorphic Normal, Reverse zoned and unzoned garnets from the Darakht-Bid aureole, Mashhad, Iran. Mineralogy and Petrology. **28:** 245-263.

Poli S., Schmidt M. W. (1992). A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase thermometer" by Blundy J. D. and Holland T. J. B

(Contributions to Mineralogical and Petrology, 1990, v. 104, p. 208-224), Contributions to Mineralogical and Petrology. **111**: 273-282.

Powell R. (1985). Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited. Journal of Metamorphic Geology. **3**:231-243.

Powell R., Holland T. J. B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program: Journal of metamorphic Geology. **6(2):** 173-204.

Raase P. (1974). Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology. **45**: 231-236.

Reeder R. J., Grams J. C. (1987). Sector zoning in calcite cement crystals, Implications for trace element distributions in carbonates. Geochemica et Cosmochimica Acta. **51**: 187-194.

Rene´ M., Stelling J. (2007). Garnet-bearing granite from the Trebıc pluton, Bohemian Massif (Czech Republic). Mineralogy and Petrology. **91:** 55-69.

Rice A. H. N., Mitchell J. I. (1991). Porphyroblast textural sector-zoning and matrix displacement. Mineralogical Magazine. **55**: 379-396.

Rickwood P. C. (1968). On recasting analyses of garnet into end-member molecules, Contributions to Mineralogy and Petrology. **18**: 175-198.

Rickwood P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos. **22**: 247-267.

Robert J. L. (1976). Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. Chemical Geology. **17**: 213-227.

Roedder E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. Bulletin de Mineralogie. **102**: 487-510.

Rollinson H. (1993). Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Group UK Ltd., London, United Kingdom, 352 pp.

Ruttner A. W. (1994). Southern borderland of triassic Laurasia in north-east Iran. Scientific Quaterly Journal of Geosciences. G. S. I. v. **3**. no. **12**.

Ruttner A.W. (1984). The Pre-Liassic Basement of the Eastern Kopet Dogh ranges. N. Jb. Geol. Palaont Abh. **168(2/3)**: 236-265.

Scharlu K. (1963). Das Nordost-Iranische gebirgsland das becken von Mesched. Geomorphologie (N.F). **7**: 23-35.

Schmidt M. V. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology. **110**: 304-310.

Schumacher J. (1991). Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers, Mineralogical Magazine. **55**: 3-18.

Schwandt C. S., Cygan R. T., Westrich H. R. (1995). Mg self-diffusion in pyrope garnet. American Mineralogist. **80:** 483-490.

Skinner B. J. (1956). Physical properties of end-members of the garnet group. American Mineralogist. **41**: 428-436.

Skjerlie K.P., Johnston A.D. (1993). Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures; implications for the generation of anorogenic granites. Journal of Petrology. **34**: 785-815.

Sobolev N. V. (1964). Classification of rock-forming garnets. Doklady Akademii Nauk SSSR. **157**: 353-356.

Sorenson H. (1979). The alkaline rocks. John Wiley. 622 pp.

Spear F. S. (1980). NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: Contributions to Mineralogy and Petrology. **72(1**): 33-41.

Spear F. S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. American Journal of Science. **281**: 697-734.

Spear F. S., Daniel C. G. (1998). 3-dimensional imaging of garnet porphyroblast sizes and chemical zoning. Nucleation and growth history in the garnet zone. Geological Materials Research. **1**: 1-43.

Spear F. S., Daniel C. G. (1999). Diffusive transport and garnet 194 F. S. SPEAR & C. G. DANIEL growth, Harpswell Neck, Maine, USA. Geological Society of America Abstracts with Programs. **31**: 168.

Spear F. S., Daniel C. G. (2001). Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA. Journal of metamorphic Geology. **19**: 179-195.

Spear F. S., Kimball C. (1984). RECAMP-a Fortran IV program for estimating Fe^{3+} contents of amphiboles. Computer and Geosciences. **10**: 317-325.

Spear F.S. (1993). Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Monograph, Mineralogical Society of America, Washington. **970 H**. 799 pp.

Stein E., Dietl C. (2001). Hornblende thermobarometry of granitoids from Central Odenwald (Germany) and their implications for geotectonic development of the Odenwald. Mineralogy and Petrology. **72**: 185-207.

Stocklin J. (1968). Structural history and tectonics of Iran. A review. AAPG Bull. **52**: 1229-1258.

Stocklin J. (1974). Mesosoic-Cenosoic orogenic belts data for orogenic studies. Geological Society of London. **4:** 213-234.

Stone M. (1988). The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. Mineralogical Magazine. **52**: 651-8.

Stout J. H. (1972). Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. Journal of Petrology. **13**: 99-145.

Tagiri M., Onuki H., Ymazaki T. (1975). Mineral parageneses of argillaceous xenoliths in andesitic rocks from the Nijo-san and Amataki-yama districts, Southwest Japan. Journal of Japanese Association of Petrologists and Economic Geologists. **70**: 305-314.

Thomas W. M., Ernst W. G. (1990). The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. Geochemical society Special Publication. **2**: 59-63.

Thomson A. B. (1976). Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. American Journal of Science. **276**: 425-454.

Tracy R. J., Robinson P., Thompson A. B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. American Mineralogist. **61**: 762-775.

Van den Kerkhof A. M., Hein U. H. (2001). Fluid inclusion petrography. Lithos. **55**: 27-47.

Vennum W. R., Meyer C. E. (1979). Plutonic garnets from the Werner batholith, Lassiter.

Vielzeuf D., Montel J. M. (1994). Partial melting of metagreywackes, Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contributions to Mineralogy and Petrology. **117**: 375-393.

Wang X. and Liou, J.G. (1991). Regional ultrahigh-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: Evidence from country rocks, gneiss, marble, and metapelite. Geology. **19**: 933-936.

White A. J. R., Chappell B. W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics. **43**: 7-22, doi: 10.1016/0040-1951(77)90003-8.

Wilson R. G., Stevie, E. A., MaGee C. W. (1989). Secondary ion mass spectrometry: A practical handbook for depth profiling and bulk impurity analysis. Wiley, New York. 165 pp.

Winter C. (2001). An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, 697 pp.

Wood C. P. (1974). Petrogenesis of garnet-bearing rhyolites from Canterbury, New Zeaeland. New Zealand. Journal of Geology and Geophysics. **17**: 759-787.

Wood D. A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province: Earth and Planetary Science Letters. **50(1)**: 11-30.

Woodsworth G. J. (1977). Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. Canadian Mineralogist. **15**: 230-242.

Wu C. M., Cheng B. H. (2006). Valid garnet–biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. Lithos. **89**: 1-23.

Wu C. M., Wang X. S., Yang C. H., Geng Y. S., Liu F. L. (2002). Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites. Lithos. **62**: 1-13.

Wu C. M., Zhang J., Ren L. D. (2004a). Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to highgrade metapelites. Journal of Petrology. **45**: 1907-1921.

Wu C. M., Zhang J., Ren L. D. (2004b). Empirical garnet-muscovite-plagioclase-quartz geobarometry in medium- to high-grade metapelites. Lithos. **78**: 319-332.

Wu C. M., Zhao G. C. (2006a). Recalibration of the garnet-muscovite (GM) geothermometer and the garnet-muscovite-plagioclase-quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages. Journal of Petrology. **47**: 2357-2368.

Wu C. M., Zhao G. C. (2006b). The applicability of the GRIPS geobarometry in metapelitic assemblages. Journal of Metamorphic Geology. **24**: 297-307.

Yardley B. W. D. (1977). The nature and significance of mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists. Ireland. Contributions to Minerlogy and Petrology. **65**: 53-58.

Yoder H. S., Keith M. L. (1951). Complete substitution of aluminum for silicon: the system $3MnO.3SiO_2$ - $3Y_2O_3.5A1_2O_3$. American Mineralogist. **36**: 519-533.

Yuan C., Sun M., Xiao W., Wilde S., Li X., Liu X., Long X., Xia X., Ye K., Li J. (2008). Garnet-bearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH Zone. Int J Earth Sci (Geol Rundsch).

Zeck H. P. (1970). An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. Contributions to Mineralogy and Petrology. **26**: 225-246.

University of Tehran

Faculty of Sciences

Department of Geology

The origin of garnet megacryts from Dehnow Tonalite, Northwest of Mashhad

By: **Ramin Samadi**

Supervisor: **Dr. Mohammad Vali Valizadeh**

Advisor: **Dr. Hassan Mirnejad**

A Thesis submitted to the Graduate Studies Office

In partial fulfillment of the requirements for

The degree of MSC in **Petrology**

February 2009

Abstract

Dehnow is located in the northeast of Iran in 15 Kilometers from the northwest of Mashhad. This area belongs to the structural zone of Binaloud along with the eastern mountain ranges of Alborz and it is located in the longitude of E59^o 22' to E59^o 26' and the latitude of N36^o 20' to N36^o 22'. Hornblende-biotite tonalites are the oldest in age, igneous rocks of the area that have been intruded into the metamorphic rocks and flisch. They are mineralogically comprised of quartz, plagioclase (mainly bytownite), garnet (almandine-pyrope), biotite (anite), amphibole (Ferro-hornblende) and accessory minerals of chlorite, epidote, calcite and ilmenite.

Based on the geothermobarometrical investigations, the tonalitic melt had an average temperature and pressure of up to 680^{o}C and 6.4 kbar and the contact metamorphic rocks produced by its intrusion show lower metamorphic degrees (Albite-epidote to hornblende hornfels facies) in comparison with schists of the area (green schist to amphibolite facies). Thus the tributary effect of this intrusion, compared to the regional metamorphism of area, is just seen around the intrusive mass of tonalite.

Petrography and geochemistry of tonalites and their garnets, composition revealed that the primary magma of Dehnow tonalitic rocks was an I-type granitoid, which belonged to calcalkaline series and related to CAG tectonic setting.

Changes in Fe and Mg content of garnets from the core of the crystal to the rim, explain only the influence of cooling process of tonalitic melt and as a matter of fact diffusion has had no significant effect on it. Therefore it is completely unacceptable to divide the structure of these garnets into two parts of a xenocrystic core and a phenocrystic rim.

Moreover, in contrary to the previous studies, changes in Mg and Mg# cannot always act as a precise and sufficient criterion in determination of the origin of garnets. In addition, the composition of garnets rim and their pattern of chemical zoning are never supposed as the indicator of phenocryst and xenocryst garnets.

Study of inclusions existing in garnet grains of tonalites, lack of sillimanite inclusion, absence of schist xenoliths in tonalitic mass, differences between the garnet tonalites with garnet schists and adjacent hornfels, and also the close resemblance between the garnet tonalites and the phenocryst garnets of other similar investigations, all together prove that production of garnets in tonalites has no genetic relation with the area metamorphic rocks, but they are originally formed by the tonalitic melt.